

С.Е.КОЛОТУХИНА, Л.И.КЛАПОВСКАЯ, А.В.РОЖАНЕЦ



ГЕОЛОГИЯ И ЭКОНОМИКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
АВСТРАЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

553.41

С. Е. КОЛОТУХИНА, Л. И. КЛАПОВСКАЯ, А. В. РОЖАНЕЦ

ГЕОЛОГИЯ И ЭКОНОМИКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
АВСТРАЛИИ

1057



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



Геология и экономика месторождений редких
элементов Австралии. Колотухина С.Е.,
Клаповская Л.И., Рожанец А.В.

Монография состоит из четырех частей. На основе публикаций самых последних лет, новейших геохронологических определений и данных современных геологических съемок разных масштабов дано развернутое описание геологического строения Австралийского континента и составлена оригинальная тектоническая схема. Показано структурное положение основных редкометалльных провинций Австралии, их приуроченность к крупным тектоническим элементам: докембрийским шитам, блокам и складчатым поясам различного возраста. Приведены детальные описания геологии наиболее представительных эндогенных редкометалльных месторождений. Впервые обобщен огромный материал по россыпным месторождениям циркония и редких земель, по которым Австралия занимает одно из ведущих мест в мире.

Дан экономический обзор редкометалльного сырья Австралии по отдельным элементам и проведен анализ запасов, добычи, производства и экспорта.

Табл. 61. Библ. 700 назв. Илл. 78.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР

Л. Н. Овчинников

ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая книга является третьей из цикла монографий, посвященных теме "Геология и экономика месторождений редких элементов зарубежных стран", подготовленных к печати в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Вышедшие в свет монографии по Африке (1964) и Южной Америке (1968) были положительно оценены широким кругом советских геологов различных специальностей.

Расширение минерально-сырьевой базы нашей страны, в том числе и редкометальной, вызванное ростом потребностей народного хозяйства, требует уточнения и совершенствования поисковых критериев, быстрого развития и внедрения новых методов прогнозирования. Для сравнительного анализа необходимо все большее привлечение геологических материалов по месторождениям зарубежных территорий. В этом плане и построена настоящая работа.

Авторами монографии собран и критически проанализирован обширный материал как по общей геологии Австралийского континента, так и по геологии месторождений и экономике редких элементов.

Прямое использование для анализа редкометальной металлогении публикуемых за рубежом геологических материалов невозможно без их творческого обобщения. Подобно тому, как это было сделано при создании первых двух монографий данной серии, авторами составлена новая мелкомасштабная тектоническая схема Австралийского континента, которая приводит в единую систему отдельные структуры, описанные в различных регионах. Эта карта облегчает чтение геологической части книги и является основой для металлогенических построений.

В первой части монографии, состоящей из семи глав, охарактеризовано геологическое строение всего континента.

Во второй части, состоящей из шести глав, показано структурное положение основных редкометалльных провинций Австралии, их приуроченность к крупным тектоническим элементам: докембрийским щитам, блокам и складчатым поясам различного возраста. Приведены детальные описания геологии наиболее представительных эндогенных редкометалльных месторождений. В третьей части впервые обобщен огромный материал по россыпным месторождениям циркония и редких земель, по которым Австралия занимает одно из ведущих мест в мире. Четвертая часть посвящена обзору редкометалльного сырья Австралии по отдельным элементам, в ней дан анализ запасов, добычи, производства и экспорта.

Можно надеяться, что данная монография по геологии и редкометалльным месторождениям Австралии окажется полезной для широкого круга советских стратиграфов, тектонистов и геологов, изучающих металлогению и закономерности размещения месторождений минерального сырья.

ВВЕДЕНИЕ

Государство Австралийский Союз включает в свой состав материк Австралию, большой остров Тасманию и ряд мелких островов у берегов континента. В него входят шесть самоуправляющихся штатов (Виктория, Новый Южный Уэльс, Квинсленд, Южная Австралия, Западная Австралия и Тасмания) и Северная Территория, управляемая федеральным правительством страны (рис. 1).

Австралия играет очень важную роль в мировом балансе запасов и добычи различных редких элементов. Сюда в первую очередь относится тантал, получаемый в Западной Австралии. Кроме тантала, на пегматитовых и грейзеновых месторождениях здесь добывают олово, бериллий, литий и редкие земли. Долгие годы добыча велась преимущественно из элювиальных образований. В золоторудных месторождениях Западной Австралии извлекают теллур. Те же элементы известны в штатах Квинсленд и Новый Южный Уэльс, но добыча их пока имеет меньшее практическое значение. Из полиметаллических руд в тех же штатах извлекают кадмий и селен; с урановыми месторождениями связаны редкие земли. В штате Северная Территория на медно- и вольфрамо-висмутовых месторождениях добывают висмут. Висмут добывается также на олово-вольфрамо-молибдено-висмутовых месторождениях восточных частей штатов Квинсленд, Новый Южный Уэльс и Тасмании.

Мировое значение имеют ильменито-рутиловые россыпи с цирконом и монацитом, широко распространенные вдоль побережья Тихого океана и в меньшей степени на побережье Индийского океана. Эти россыпи являются важным источником получения циркония, тория и редких земель.

Несмотря на то, что Австралия геологически изучена довольно хорошо, наличие больших площадей, занятых пустынями и полупустынями, представляет еще большие возможности для открытий разнообразных крупных месторождений.

Уже в самые последние годы здесь открыто много очень крупных месторождений. Так, в Западной Австралии открыта провинция железных руд итабиритового типа (Хамерсли) – богатейшая железорудная провинция мира; здесь же открыт пояс медно-никелевых месторождений с платиноидами. На Северной

Территории в пределах медно-урановой провинции открыты новые крупные месторождения урана типа Рам-Джангл. Не исключена возможность открытия новых редкометальных месторождений; для их проявлений намечаются благоприятные тектонические структуры.

Настоящая работа освещает геологию континента в целом, геологию и экономику крупных месторождений редких элементов, а также экономическое значение отдельных элементов.



Рис. 1. Политико-административная карта Австралии

Она выполнена в секторе экономики минерального сырья зарубежных стран Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) под общим руководством С.Е. Колотухиной. Главы I-V и VII написаны С.Е. Колотухиной, глава VI - В.И. Пазиловой, глава VIII - С.Е. Колотухиной и Л.И. Клаповской, главы IX-XI и XIII - Л.И. Клаповской и В.И. Пазиловой, глава XII - Л.И. Клаповской, часть третья написана В.И. Пятновым, часть четвертая - А.В. Рожанец. Переводы и рефераты сделаны авторами монографии.

Авторы глубоко благодарят Б.И. Когана (ИМГРЭ), давшего ценные указания при составлении экономической части монографии, М.В. Кузьменко (ИМГРЭ), просмотревшую часть, посвященную пегматитам, а также В.Н. Соболевскую (ГИН АН СССР), советы которой были использованы при написании геологической части.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

В истории геологических исследований Австралии можно выделить два периода. Первый охватывает время от появления первых региональных и общих работ в XIX в. до конца 50-х годов XX столетия; второй период — от конца 50-х годов XX столетия до наших дней.

Многие советские геологи привлекали материалы первого периода исследований Австралии для сравнительных геологических построений (Мазарович, 1952; Леонов, 1956; Белоусов, 1962, и др.). Целиком по старым материалам П.Н.Кропоткиным и Д.А.Туголесовым (1960) была составлена схема тектоники Австралии. В настоящее время эта схема представляет только исторический интерес.

Работы австралийских геологов первого периода подробно освещены В.Н.Соболевской (1964, 1965) и Н.А.Богдановым (1967), поэтому мы не будем здесь останавливаться на них. Как бы итогом первого периода исследований явилась тектоническая карта Австралии масштаба 1:2 534 400 под редакцией Э.Хиллса (1960). Объяснительная записка к этой карте была переведена на русский язык и издана в сборнике "Вопросы геологии Австралии" (1965), ряд статей в котором был посвящен геологии отдельных районов и описанию некоторых месторождений. В этой тектонической карте нашли отражение воззрения Э.Хиллса, который считал, что решающее значение в образовании структурных форм имели разломы. Те же идеи встречаем и в статье Хиллса (Hills, 1956), переведенной на русский язык (Хиллс, 1960).

За последнее десятилетие вышли в свет большие сборники статей, посвященные геологии Австралии по отдельным штатам: Западной Австралии (1957), Южной Австралии (1958), Квинсленду (1960), Тасмании (1962) и Новому Южному Уэльсу (1969). Эти статьи опубликованы в журнале геологического общества Австралии ("Journal of the geological Society of Australia").

В упомянутых сборниках имеются довольно полные сведения по стратиграфии, тектонике и геологии отдельных рудных районов. Большим недостатком их является то, что они строго ограничены рамками штатов, а отсутствие единообразия в изложении материала и разная степень детальности в описании отдельных структур, расположенных в соседних штатах, очень затрудняют обобщение.

Тогда же вышли в свет и продолжают выходить листы геологической карты Австралии масштаба 1:250 000. Геологической съемкой этого масштаба, которую проводит Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики (Bureau of mineral resources, geology and geophysics), в настоящее время покрыта большая часть территории континента.

По геологии и полезным ископаемым отдельных регионов опубликованы и продолжают публиковаться монографии Департаментом национального развития (Department of national development) и Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики.

За последние годы в Австралии достигнуты большие успехи в области радиологических исследований по определению возраста пород. Особое значение они

имеют для уточнения геохронологии докембрия Австралии. Результаты этих исследований периодически публикуются. В 1963 г. в сборнике "Вопросы геохронологии" в русском переводе вышла статья А.Ф.Вильсона, В.Компстона и П.М.Джеффри "Возраст докембрийских пород Австралии по данным радиоактивных методов". Она представляет собой обзор, в котором рассматриваются данные (на 1960 г.) о возрасте, полученные радиологическими методами в различных научных организациях Австралии. Докембрийской геохронологии Австралии посвящен доклад Компстона и Арриенса (Compston, Arriens, 1968), сделанный в 1967 г. в Канаде на Международной конференции по геохронологии докембрия. В 1969 г. вышел в свет каталог определений возраста пород Австралии различными методами (Harding, 1969).

В последние годы появилось несколько сводных работ по геологии Австралии. Обширная литература (в основном старая) сведена Банквитцем в разделе, посвященном Австралии, в книге "Докембрий Южного полушария", которая вышла в свет в 1968 г. (на немецком языке) под редакцией Лотце, Банквитца и Пфлуга ("Präkambrium...", 1968). Большим недостатком этой сводки является то, что в ней не учтены новейшие данные по геохронологии докембрия, опубликованные в период, предшествовавший выходу книги, и использована старая система подразделений докембрия, от которой австралийские геологи в последние годы отказались. Такой же недостаток имеет раздел, посвященный Австралии, в книге А.И.Тугаринова и Г.В.Войткевича (1966)¹.

Оригинальные взгляды на геологическое строение Австралии как одной из платформ южного "платформенного ряда" развивал Н.А.Штрейс (1964). По его мнению, в состав фундамента этой платформы входят чрезвычайно широко распространенные складчатые пояса рифейского возраста. Основываясь на радиометрических определениях возраста пород, полученных Уилсоном и др. (Wilson et al., 1961; Вильсон и др., 1963), он считал, что они фиксируют время завершения геосинклинального режима. Однако эти цифры отражают лишь эпохи повторного метаморфизма, протекавшего при процессах активизации в древних шитах. Взгляды Н.А.Штрейса разделял также М.В.Муратов (1966).

До недавнего времени австралийские геологи подразделяли докембрий на "архей" и "протерозой". По этому принципу составлена тектоническая карта Австралии ("Tectonic map of Australia", 1960). Это деление подверглось резкой критике не только в Австралии, но и в Северной Америке, где оно впервые было применено. Новая четырехчленная схема подразделений докембрия Австралии, которой мы пользуемся, приведена в статье П.Данна и др. (Dunn et al., 1966), а также в последней сводке по геологии Австралии Д.Брауна и др. "Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии" (1970), переведенной на русский язык; нижний протерозой здесь назван системой "Наллагайн". Эта схема была принята также при составлении геологической карты Австралии ("Atlas...", 1966).

Существенным недостатком книги Д.Брауна и др. (1970) является отсутствие четкого расчленения на региональные структурные элементы, что затрудняет понимание причин различий отдельных геологических регионов (это отмечают и сами авторы в предисловии к русскому изданию).

Наиболее правильной из всех имеющихся в русских работах тектонических схем Австралии, по нашему мнению, является схема В.Н.Соболевской, которая опубликована в цветном исполнении в "Физико-географическом атласе мира" (1964) и в черно-белом в статье (1965). В общем. схема не устарела до сего времени.

Н.А.Богданов (1967) обобщил большой материал по восточной части континента. К сожалению, работа несколько устарела: трактовки отдельных структурных форм не подтвердились более поздними исследованиями австралийских геологов.

Основные черты строения и развития древней Австралийской платформы приводятся В.Е.Хайным (1970). Хотя автор делает новый краткий обзор строе-

¹ Этот недостаток частично устранен во втором издании книги (Тугаринов, Войткевич, 1970).

ния и основных этапов тектонического развития этой платформы, его схема не содержит ничего существенно нового по сравнению со схемой В.Н.Соболевской. К сожалению, В.Е.Хаин не использовал опубликованных новых радиометрических данных и поэтому допустил ряд ошибок в оценке возраста древнейших пород архея. Примером является отнесение им Северо-Австралийского щита (блок Кимберли) к нижнему протерозою, в то время как все последние данные указывают на его архейский возраст. Неверно также, что первая из известных эпох диастрофизма проявилась на Австралийском континенте на рубеже около 2700 млн. лет; в действительности эта эпоха значительно древнее, так как на Западно-Австралийском щите уже известны граниты и пегматиты, возраст которых 3000 млн. лет и более. Можно согласиться с пересмотром геохронологической шкалы докембрия, сделанным Л.И.Салопом (1970). В Австралии, как и в Южной Африке, первый тектоно-плутонический цикл датируется примерно 3500 млн. лет.

Стратиграфии и тектонике докембрия Австралии посвящены очерки Ч.Б.Борукаева, опубликованные в сборнике "Вопросы тектоники докембрия континентов" (1970_{1,2}), и статья в журнале "Геология и геофизика" (1970₃). Им сведен большой материал по многочисленным статьям австралийских геологов, опубликованным преимущественно в последнее десятилетие. Корреляция разрезов проведена в соответствии с работами Данна и др. (Dunn et al., 1966) и Брауна и др. (1970) с дополнениями и уточнениями по другим источникам. Предлагаемые им принципы тактонического районирования довольно дискуссионны.

Из приведенного краткого обзора видно, что геологическая изученность австралийского континента находится на весьма высоком уровне. Так же хорошо изучены месторождения полезных ископаемых и их экономика. Помимо отдельных статей в различных геологических журналах, Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики регулярно публикует в виде отчетов и бюллетеней описание геологии рудных месторождений с экономическими сведениями.

Кроме того, в разные годы издан ряд больших сводок, составленных крупными специалистами. Например, "Геология рудных месторождений Австралии" под редакцией А.Б.Эдвардса ("Geology of Australian ore deposits", Ed. Edwards, 1953), представляющая собой сборник докладов на пятом конгрессе по горному делу и металлургии Австралии и Новой Зеландии. В 1965 г. вышел том первый трудов восьмого конгресса "Геология рудных месторождений Австралии" под редакцией Мак-Эндрю ("Geology of Australian ore deposits". Ed. McAndrew, 1965). Это новейшая, очень полная сводка по металлогении Австралии (вводная статья написана Э.Хиллсом). Обе сводки как бы дополняют друг друга. Том третий трудов восьмого конгресса под редакцией Вудкока посвящен вопросам экономики сырья и металлургических процессов ("The Australian mining, metallurgical and mineral industry". Ed. J.T. Woodcock, 1965).

Ценные экономические сведения имеются в работе "Австралийская промышленность минерального сырья: месторождения полезных ископаемых" ("Australian Mineral Industry: the mineral deposits"), изданной Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики под редакцией Мак-Леода (Ed. McLeod, 1965). Книга сопровождается подробной картой месторождений полезных ископаемых масштаба 1:6 000 000. Широко использованы статистические данные, приведенные в справочнике "Австралийская промышленность минерального сырья: производство и экспорт. 1842-1964", составленном Каликсом и Фрейзером (Kalix et al., 1966) и "Австралийская промышленность минерального сырья, обзор за 1968 г." ("Australian...", 1969).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

На Австралийском континенте хорошо выделяются три крупных структурных элемента земной коры: 1) древняя (добайкальская или эпикарельская) Австралийская платформа; 2) вариссийское складчатое обрамление и 3) эпипалеозойская молодая плита (см. рис. 18).

Древняя Австралийская платформа, занимающая площадь около 5 млн. км², охватывает около двух третей континента. Архейские и нижнепротерозойские породы выходят на поверхность и слагают складчатый фундамент древней платформы в большей части Западной Австралии, в штатах Северная Территория и Южная Австралия, в западной и северной частях Квинсленда и на западе Нового Южного Уэльса.

В структуре докембрийского щита Австралии, по мнению Э.Хиллса (1960), выделяется обусловленная глубинными разломами система крупных поднятых и опущенных блоков. Наиболее крупные структурные единицы в этой системе выделяются по региональному распространению более древних (дорифейских) и более молодых пород; первые распространены в пределах поднятых блоков, чехол которых был частично размыт, вторые — в пределах крупных впадин, заполненных отложениями чехла от верхнего протерозоя (рифейя) до мезо-кайнозоя. И поднятые блоки, и впадины обрамлены линейными элементами, связанными с широко распространенной ортогональной системой разломов.

Жесткий стабильный фундамент древней платформы, сформировавшийся в конце архея, испытал полную консолидацию в результате процессов гранитизации, а позднее, в начале нижнего протерозоя, возможно, претерпел дробление. Вдоль этих древних разломов образовывались иногда узкие зоны опускания — тектонические рвы, или геосинклинальные трюги. В этих прогибах накапливались мощные толщи отложений, сходных с геосинклинальными, подвергшиеся затем процессам складкообразования.

В составе Австралийского щита распространены древние дорифейские (архейские, нижнепротерозойские) гранито-гнейсы. Верхнепротерозойские и более молодые граниты встречаются только в активизированных зонах.

В складчатой зоне Восточной Австралии (Тасманской геосинклинальной области), наоборот, широко распространены граниты различного возраста — от верхнепротерозойских до меловых.

На Австралийской древней платформе можно выделить Западно-Австралийский щит, состоящий из двух блоков — Пилбара и Йилгарн, сложенных породами архея и разделенных нижнепротерозойским складчатым поясом, так называемым срединным поясом. На севере располагается блок Кимберли, отделенный от блока Пилбара палеозойской синеклизой Каннинг, заполненной мощными отложениями платформенного чехла, скрывающими соотношения этих блоков древнего основания (см. рис. 18).

Восточнее монолитной части древнего щита, в области распространения отложений чехла, выступают отдельные блоки архейского фундамента. Такими выступами в Центральной Австралии являются блоки Аранта и Масгрейв, отделенные друг от друга авлакогеном Амадиес (Центрально-Австралийский щит).

По мере движения на восток наблюдается все большая раздробленность архейского фундамента и погружение его поверхности. В виде изолированных блоков среди отложений чехла древней платформы и молодой плиты выступают складчатые сооружения нижнего протерозоя. Складчатая структура Пайн-Крик образовалась на месте геосинклинального прогиба, заложившегося на раздробленном архейском фундаменте в нижнем протерозое.

К юго-востоку от складчатой структуры Пайн-Крик протягивается складчатый пояс Таннант-Крик, сложенный метаморфическими породами нижнего протерозоя.

К востоку от последнего выделяется складчатый пояс, выведенный на поверхность в блоке Маунт-Айза; последний сложен смятыми в складки породами нижнего и среднего протерозоя.

В восточной части штата Южная Австралия и западной части Нового Южного Уэльса, на границе между древней платформой Голер на западе и варисийскими геосинклинальными структурами восточной части континента, располагается крупная раннепалеозойская (байкальская) складчатая область, называемая в Австралии геосинклиалью Аделаида. Примерно на 33° ю.ш. от основного ствола складчатой области ответвляется зона хребта Олэри, огибающая с юга срединный массив Брокен-Хилл, большую часть которого слагают высокометаморфизованные породы нижнего протерозоя (?).

В северо-восточном углу континента, в Северном Квинсленде, выступает докембрийский блок Джорджтаун, ограниченный с юга и юго-запада отложениями чехла Великого Артезианского Бассейна. С запада к нему примыкает субсинеклиза¹ залива Карпентария, а с востока он обрамляется варисцидами Тасманской складчатой зоны (см. рис. 18).

Дорифейские сооружения блока Джорджтаун представляют собой, вероятно, часть нижнепротерозойского складчатого пояса. В относительно устойчивое поднятие он превратился к концу среднего протерозоя. В верхнем протерозое (рифее) он был расколот многочисленными разломами, по которым активизировалась магматическая деятельность. Этот процесс был связан, вероятно, с процессами складкообразования в погребенной части соседней Аделаидской геосинклинали с запада и со складкообразованием в варисийской области на востоке.

Варисийское складчатое обрамление молодой плиты, охватывающее всю восточную часть Австралийского материка и прослеживающееся от п-ова Кейп-Йорк до южного окончания о. Тасмания, носит название Тасманской складчатой области. По возрасту складчатости в пределах этой области выделяются Лакланская складчатая система, расположенная на западе, развитие которой закончилось в среднем девоне, и складчатая система Новая Англия, находящаяся на востоке, развитие которой закончилось в нижней перми. В эти же эпохи происходило внедрение гранитных интрузий.

Платформенный чехол молодой Австралийской плиты в восточной части Австралии начал формироваться, хотя и не совсем одновременно, однако везде в послепермское время.

Этот временной рубеж, характеризующий переход от геосинклинального этапа к платформенному, устанавливается на всей рассматриваемой площади, где предполагается байкальско-варисийский возраст фундамента (Соболевская, 1973).

В эпипалеозойском чехле вырисовываются такие крупные структурные формы первого порядка, как Великий Артезианский бассейн, субсинеклиза Сурат, субсинеклиза залива Карпентария и впадина Марри.

Глава III

АВСТРАЛИЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ШИТ

Западно-Австралийский шит, занимающий самую западную часть континента, состоит из двух главных архейских ядер: северного — Пилбара и южного, более крупного — Йилгарн. Их разделяет срединный складчатый пояс широтного простирания, сложенный нижнепротерозойскими отложениями. На крайнем севере Западной Австралии выделяется блок Кимберли. Скважины, бурившиеся на нефть вдоль прибрежной и северной частей синеклизы Каннинг, под мощным осадочным чехлом фанерозоя обнаружили гнейсы, кристаллические сланцы и граниты.

¹ Термин введен В.Н.Соболевской (1965) для обозначения структурных форм молодых плит в отличие от синеклиз на древних платформах.

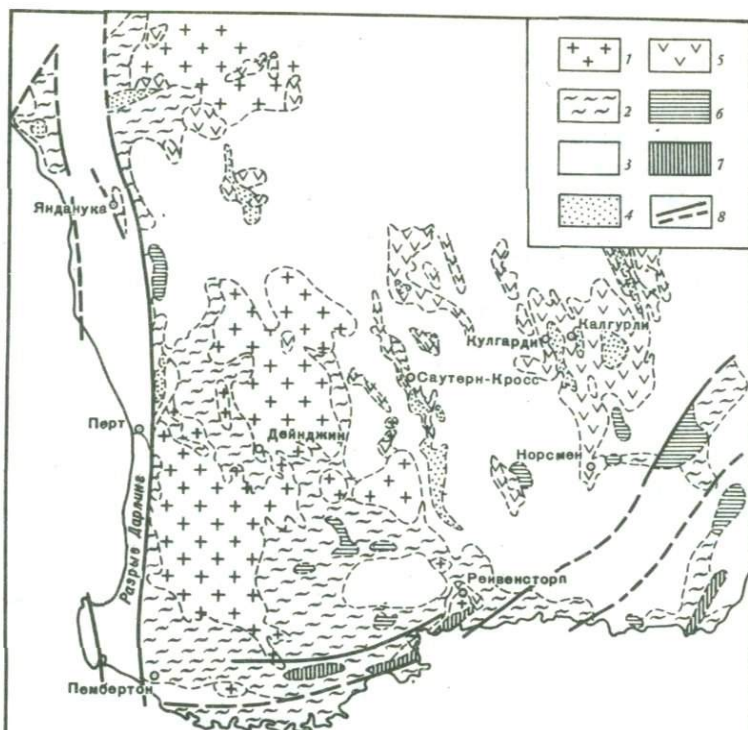


Рис. 2. Геологическая карта Юго-Западной Австралии (Wilson, 1958; Präkambrium, 1968)

1 - граниты; 2 - гнейсы; 3 - гнейсы, граниты нерасчлененные; 4 - белоканменная серия; 5 - зеленоканменная серия; 6 - чарнокиты; 7 - верхний протерозой; 8 - разломы

Это, по-видимому, породы архейского возраста, являющиеся погруженной частью фундамента, выходящего на поверхность в ядре Пилбара и в блоке Кимберли (Veevers, 1967). Мощные осадки платформенного чехла скрывают соотношения этого блока с ядром Пилбара.

Ядро Йилгарн

Этот район занимает площадь около 600 000 км². Он сложен в основном гранито-гнейсами и линзообразными участками метаморфизованных осадочных и изверженных пород, вытянутых преимущественно в север-северо-западном направлении и образующих так называемые пояса (Prider, 1961, 1965) (рис. 2).

Древнейшими породами здесь являются "зеленоканменные" породы различных золоторудных полей, которые согласно покрываются светлоокрашенными метаморфизованными породами, так называемыми "белоканменными" породами (whites-tones). Эти две группы пород слагают разрез Калгурли-Йилгарн, ранее относимый к системе Калгурли-Йилгарн. Древняя зеленоканменная серия этого разреза сложена сильно измененными лавами базальтового и андезитового состава, часто с сохранившейся подушечной структурой, что указывает на подводный характер таких излияний. Их сопровождают агломераты, брекчии, туфы и полосчатые железорудные формации или джеспилиты. Подчиненное значение имеют лавы риолитового состава. Среди пород эффузивной серии наблюдаются интрузивные тела перидотитов и пироксенитов.

По мнению Холлберга (Hallberg, 1972), метаморфизованные базальты вулканических поясов ядра Йилгарн могут быть отнесены к толеитовым базальтам. В приводимой автором таблице сопоставления химических анализов видно, что эти базальты сходны по химическому составу с архейскими толеитами Канадского и Южно-Африканского щитов.

Серия белокаменных пород представлена преимущественно кластическими породами с подчиненным количеством пирокластов андезитового состава, Первоначально эти породы, видимо, имели граувакковый состав (Sofoulis, 1966).

В некоторых районах, например Калгурли и Уилуна, отмечены более поздние интрузии (но все же внедрившиеся, вероятно, до гранитов) "молодых" зеленокаменных пород, которые представляют гипабиссальную фазу, заканчивающую магматическую деятельность Йилгарнского времени. Высокая степень метаморфизма часто затрудняет отчленение их от древних зеленокаменных пород. Первично это были ультрабазиты, долериты, средние и кислые магматиты. Ультрабазиты Калгурли частично представлены небольшими расслоенными интрузиями. В них можно наблюдать ряд дифференциатов от дунита и гарцбургита через ортопироксенит, норит и габбро-норит до гранофира и анортозита. Широко развиты серпентиниты (Williams, 1973). Материнская магма была, по-видимому, богата MgO (15-18%), что позволяет с ней связывать также богатые Mg толеиты этого района.

К молодым зеленокаменным породам приурочена золоторудная минерализация (возраст около 2400 млн. лет); к древним зеленокаменным породам - многочисленные поля редкометалльных пегматитов (Лондондерри, Сперговиль и др.), возраст которых определяется в 2800-2900 млн. лет (Richards et al., 1966; Compston, Arriens, 1968).

Зеленокаменные пояса представляют собой очень сложные комплексы. Картированием, произведенным Геологической службой Западной Австралии, установлено, что они охватывают большие интервалы времени и что для них характерны фациальная изменчивость, несогласия, интрузивные и экструзивные фазы (Sofoulis, 1963, 1966; Horwitz, Sofoulis, 1965).

Софоулис подразделил весь разрез на два комплекса: верхний и нижний. Оба комплекса содержат петрографически сходные породы. Максимальная мощность разреза около 15 000 м. Самые верхи разреза слагают песчаники и полимиктовые конгломераты серии Каррауэндж, залегающие несогласно на подстилающих породах в районе Калгурли близ северного края оз. Лефрой. Среди гальки конгломератов встречаются джеспилиты и амфиболиты. Большой интерес представляет галька альбитового гранита, возраст которого определен в 3300 млн. лет¹. Но источник сноса пока неизвестен. Гранито-гнейсы у пос. Дейнджин (см. рис. 2) также имеют возраст 3300 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

В. Т. Фролов (1973) выделяет в этой серии пород две фации: западную - Лефройскую, сложенную крупнообломочными породами, представляющими фацию моласс, и восточную - Рендельскую, сложенную тонкопесчаными, алевроитовыми и глинистыми породами, относимыми к флишу.

На всей площади распространения описанных пород наблюдаются также значительные изменения в степени метаморфизма (Prider, 1961, 1965). Так, в районе Калгурли, где имеются наиболее крупные выходы, породы претерпели метаморфизм в зеленосланцевой фации - первичные базальты уралитизированы и хлоритизированы. В золоторудном поле Йилгарн (Саутерн-Кросс) породы испытали более высокую степень метаморфизма - базальты превращены в роговообманковые сланцы (хотя и сохраняют реликтовую подушечную структуру). Осадочные породы превращены в кианитсодержащие слюдяные сланцы. Далее на запад в поясе Йимпердинг наблюдается еще более высокая степень метаморфизма, достигающая гранулитовой фации. Здесь белокаменная серия представлена интенсивно складчатыми силлиманит-слюдяными сланцами, грубозернистыми кварцитами и гнейсами, а подстилающие ее основные эффузивы с пластами джеспилитов - частыми линзами основных гранулитов (часто чарнокитовых) с пластами метаморфизованных джеспилитов и гнейсов.

Гранито-гнейсы, или древние граниты ядра Йилгарн (возраст около 2900 млн. лет), петрографически чрезвычайно разнообразны; преобладают биотитовые гнейсы, редки гнейсы с клинопироксенами. В них встречается графит. Преоблада-

¹Сообщение Э. Хиллса на лекции, прочитанной 7 мая 1968 г. в МГУ.

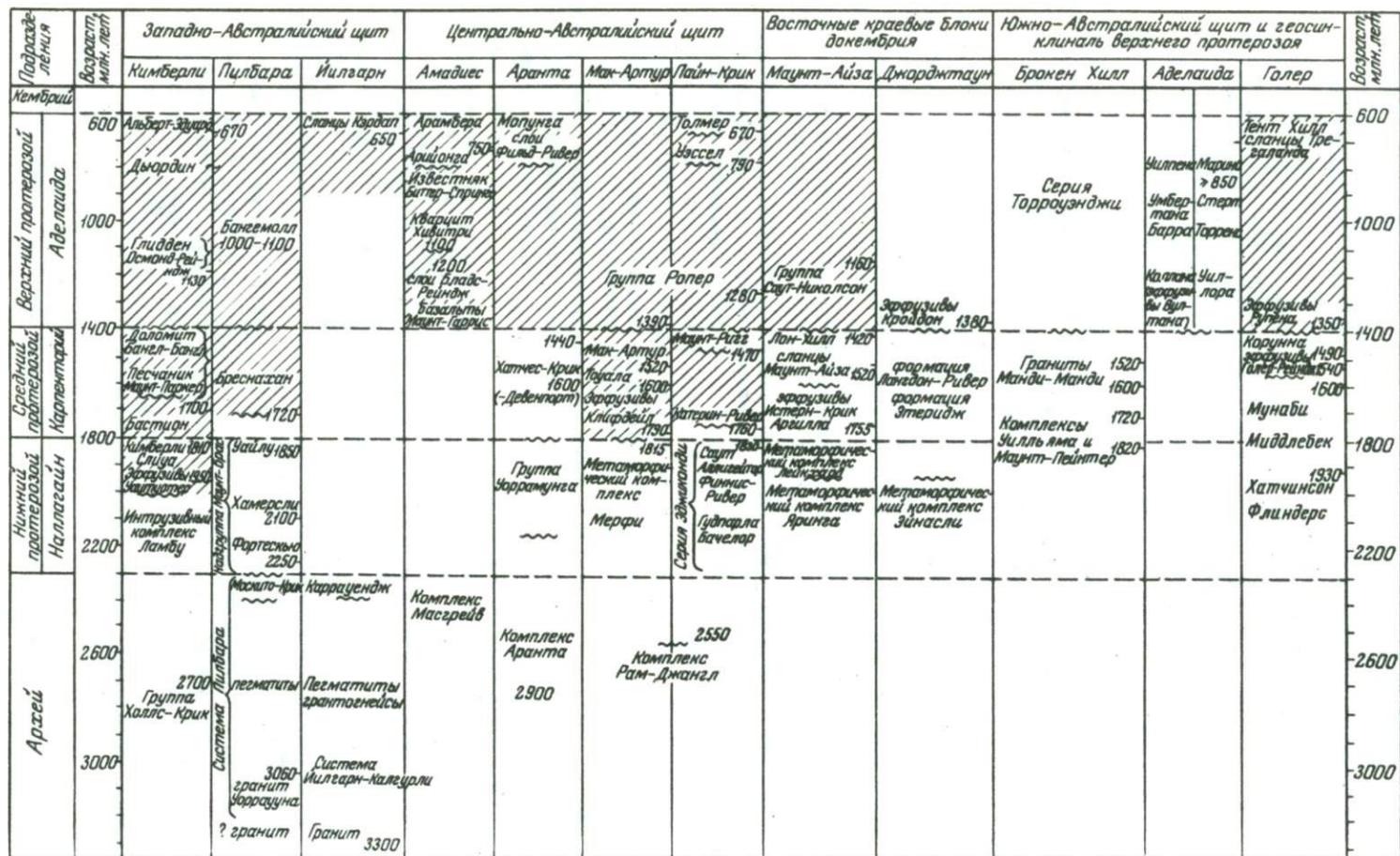
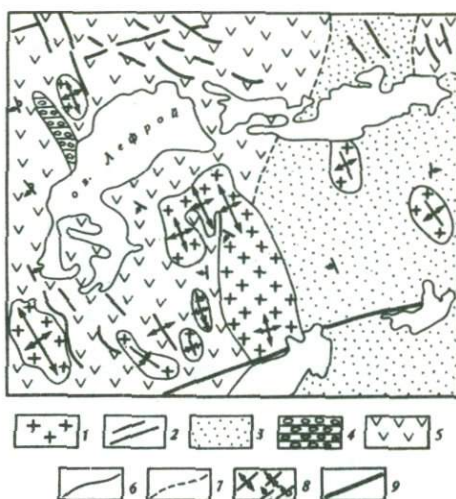


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов докембрия Австралии. Составлена по Данну и др. (Dunn et al., 1966) с дополнениями и изменениями по другим источникам. Заштрихованные участки - породы чехла древней платформ; незаштрихованные - породы, слагающие древние складчатые структуры

Рис. 4. Схематическая структурная карта района оз. Лефрой (Sofoulis, 1966)

1 - граниты; 2 - дайки основных пород; система Йилгарн-Калгурли; 3 - мелкозернистые граувакковые песчаники; 4 - конгломерат Каррауэндж; 5 - граувакки, основные и кислые вулканы; 6 - геологические границы; 7 - границы фаций; 8 - элементы залегания; 9 - разломы



дающая структура средне- и крупнозернистая, встречаются порфиroidные разности¹.

В последние годы многие австралийские геологи высказывают мнение, что гранито-гнейсовые комплексы моложе, чем зеленокаменные пояса (Wilson, 1968). Но есть менее распространенное мнение, что некоторая часть гнейсов слагает фундамент, на котором отложились основные вулканические породы поясов (Ryan, 1965). По этой аргументации некоторые из гранитов представляют собой мобилизованное основание, что обуславливает появление гранитов более молодых, чем зеленокаменные породы. Уилсон считает, что определение возраста гранитов юго-западной части Западной Австралии Rb-Sr методом подтверждает мантийное происхождение многих гранитных масс, а не концепцию о гранитном основании зеленокаменных пород. Древнейшие зеленокаменные породы представляют собой эффузии на первичной океанической коре. Петрографические работы подтвердили эту точку зрения: самые нижние члены зеленокаменных серий не содержат обломков сиалического материала.

В корреляционной таблице (рис. 3) отражена точка зрения Уилсона.

Большой интерес представляет тектоническая структура ядра Йилгарн. При анализе структурных схем Софоулиса, приведенных в описании листов геологической карты масштаба 1:250 000 Западной Австралии (Sofoulis, 1963, 1966), а также описаний стратиграфии и структуры древних толщ этого региона, имеющих в различных работах последних лет, в общих чертах намечается тектоническая структура этого ядра (рис. 4).

В поясах архейских зеленокаменных пород ядра Йилгарн преобладают два главных простирания складок: 1) от северо-западного до север-северо-западного и 2) от восток-северо-восточного до северо-восточного.

Метаморфические породы смяты в узкие острые изоклинальные складки, часто появляются опрокинутые и лежащие складки, в последних наблюдается сдвигание разрезов. Местами складки нарушены разрывными сколовыми зонами, связанными с субширотными поперечными антиклинальными складками второго порядка. К таким участкам приурочены крупнейшие из известных в Западной Австралии золоторудные поля Калгурли, Кулгарди и др.

Отмечается местное изгибание простираний складок вблизи беспорядочно рассеянных гранито-гнейсовых куполов (см. рис. 4). В последних сланцеватость и линейная ориентировка минералов имеет то же простирание, что и в

¹По Летеру и Трендэллу (Laeter, Trandall, 1970), возраст порфиroidного гранита краевой части крупного купола Коппер-Хиллз, определенный Rb-Sr методом, 2880±66 млн. лет. По мнению этих авторов, интрузия произошла после складкообразования.

окружающих вмещающих метаморфических породах. Падение сланцеватости направлено в стороны от внутренней части купола. Размеры куполов варьируют от одного-двух до нескольких десятков километров, иногда достигая 100 км и более в диаметре. Наблюдается сближение и даже слияние куполов¹. Пояса метаморфических пород между куполами имеют линзовидную форму и сильно варьируют по ширине и длине. Из небольших разрывных нарушений наиболее распространены сбросы по простираению метаморфических пород. Резкие окончания поясов и присутствие изолированных островов зеленокаменных пород уловчатой формы указывают на блоковую тектонику.

Со всех сторон ядро Йилгарн ограничивают крупные разломы (вероятно, глубинного заложения). Его западный край срезан разломом Дарлинг - крупным, региональным сбросом, протягивающимся на 1000 км (см. рис. 2). Глубокий прогиб (грабен Перт), заполненный отложениями палеозоя и мезо-кайнозоя, отделяет ядро Йилгарн от двух районов развития метаморфических пород, достигающих амфиболитовой и гранулитовой фаций на Западном побережье. Это маленькие блоки Нортгемптон и Луин-Натуралист. Возраст наложенных процессов метаморфизма в блоке Нортгемптон 1040 млн. лет, а в блоке Луин-Натуралист 680 млн. лет (Compston, Agtiens, 1968).

К южной и юго-восточной частям ядра приурочена система разломов Бремер, Стерлинг и Фрейзер. К югу от разломов Стерлинг и Бремер от ядра отчленяется маленький блок Албани-Эсперанс (Prider, 1965). Он сложен гнейсами, кислыми и основными гранулитами, часто чарнокитовыми. Эти метаморфические породы интродуцированы гранитами, возраст которых 1100 млн. лет (Compston, Agtiens, 1968). Разлом Фрейзер сопровождается зоной милонитизации в гранулитовых гнейсах архея, параллельной север-северо-восточным простирациям складок. Софоулис (Sofoulis, 1966) считает, что этот разлом связан с ниже-среднепротерозойскими движениями. Возраст наложенного метаморфизма здесь колеблется от 1500 до 1000 млн. лет (Agtiens, Lambert, 1969).

В северной части ядра Йилгарн также, вероятно, проходит крупный глубинный разлом, вдоль которого в начале протерозоя образовался геосинклинальный трог срединного пояса. Но морфологически он не выявлен, так как его, очевидно, покрывают трансгрессивно лежащие отложения среднего и верхнего протерозоя.

С формированием этих разломов связаны процессы активизации магматической деятельности, проявившиеся в краевых частях ядра Йилгарн. Они вызвали образование зон наложенного метаморфизма, которые были выделены на карте Уилсоном (Wilson et al., 1960). К этим зонам активизации приурочен ряд месторождений редкометальных пегматитов, возраст которых колеблется от 1400 до 650 млн. лет.

Ядро Пилбара

Ядро архейских пород Пилбара расположено к северу от нижнепротерозойского срединного пояса, отделяющего его от ядра Йилгарн. Эти породы считаются самыми древними хорошо датированными породами Австралии; граниты возраста 3060 млн. лет здесь (Compston, Agtiens, 1968) интродуцируют разрез эффузивных и осадочных пород, для которых Райен (Ryan, 1965, 1966) предложил название система Пилбара (рис. 5).

Система Пилбара сложена основными вулканическими и осадочными породами, смятыми в сложные изоклинальные складки между массивными гнейсами куполов. Литологический состав пород сходен с составом пород системы Калгурли-Йилгарн. В системе Пилбара Райен различает три комплекса пород разного возраста. Наиболее древним он считает гранитный комплекс, представленный гранито-гнейсами и мигматитами. В действительности эти гранито-гнейсы, слагающие купола, моложе серии Уоррауна (см. рис. 3). Серия Уоррауна

¹ Общую тектоническую структуру ядра Йилгарн можно сравнить со структурой типа складчатых овалов, которые описал Л.И.Салоп (1971).

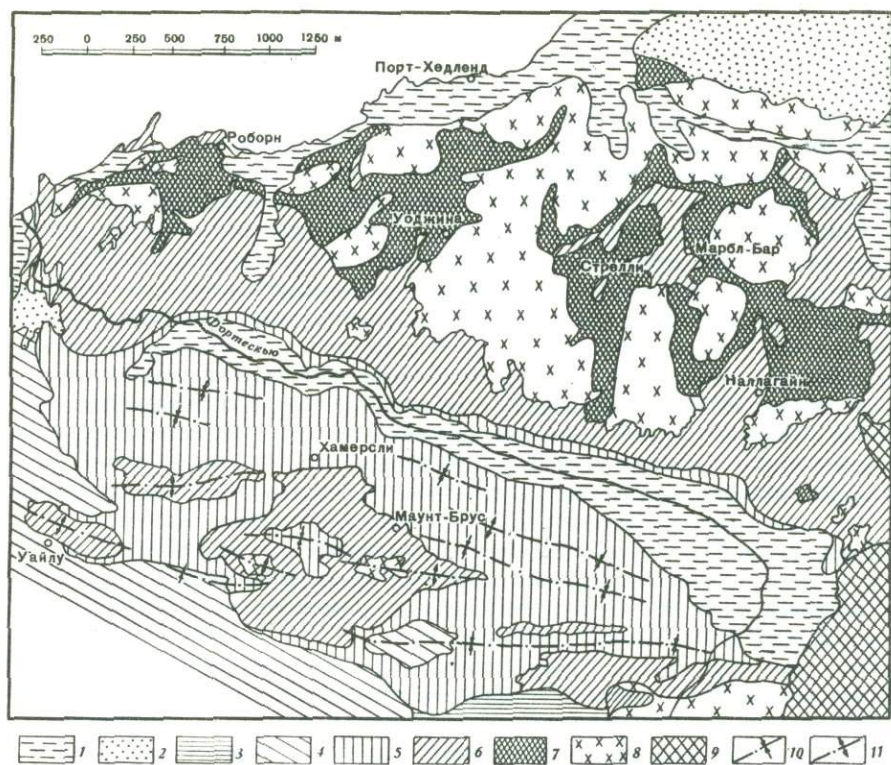


Рис. 5. Обобщенная геологическая карта Пилбара, Западная Австралия (Liddy, 1968)

1 - кайнозой, аллювиальные и другие отложения; 2 - мезозой; нижний и средний протерозой; 3 - группа Бреснахан; 4 - группа Уайлу; 5 - группа Хамерсли; 6 - группа Фортескью; архей; 7 - метаморфические породы; 8 - граниты, гнейсы; 9 - нерасчлененный протерозой вне изученного района; 10 - оси синклиналей; 11 - оси антиклиналей

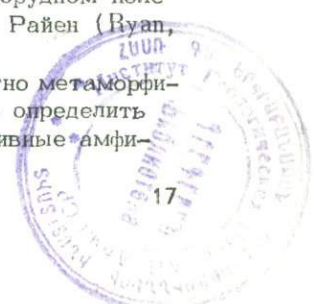
сложена основными лавами, реже лавами среднего и кислого состава, кварцитами, джеспилитами, карбонатными, хлоритовыми и хлорит-магнетитовыми сланцами, характерны залежи яшм (Марбл-Бар). Они слагают узкие, изгибающиеся, часто полуизолированные пояса между куполами гранито-гнейсов (см. рис. 5). Их интрузируют перидотиты, габбро, долериты. К этим поясам приурочены всемирно известные поля редкометалльных пегматитов Уоджина и др., возраст которых определяется в 3000 и 2800 млн. лет (Leggo et al., 1965).

Таким образом, эти древнейшие толщи сформировались еще ранее (>3000 млн. лет назад).

Самый молодой комплекс - серия Москисто-Крик - отделяется от более древних пород несогласием. В свою очередь он несогласно перекрывается отложениями системы Наллагайн нижнего протерозоя. Серия Москисто-Крик сложена рассланцованными аргиллитами, песчаниками, кварцитами. К юго-востоку от населенного пункта Марбл-Бар в основании серии выходят конгломераты; в конгломератах найдена галька джеспилита, сходного с джеспилитами серии Уоррауна. В ядре Йилгарн серии Москисто-Крик, вероятно, отвечает серия Каррауэндж, сложенная конгломератами и рассланцованными кварцитами.

В направлении побережья Индийского океана в Западном золоторудном поле Пилбара серии Уоррауна и Москисто-Крик не различаются; здесь Райен (Ryan, 1965, 1966) выделил группу Роборн.

Низы вулканогенного разреза в районе Роборн были многократно метаморфизованы и большей частью представлены в таком виде, что трудно определить первоначальный состав пород. Их слагают главным образом массивные амфи-



болиты, но местами все же сохранилась подушечная структура, выявляясь измененные доломиты и амфиболовые сланцы.

Вышеležащие породы представлены ленточными силицилитами и железорудными пластами, переслаивающимися с роговообманковыми, тремолитовыми, актинолитовыми, тальковыми и андалузитовыми сланцами, измененными доломитами, глинистыми сланцами и алевролитами.

Выше несогласия местами развиты конгломераты и песчаники. Обломочные породы в горизонтальном направлении переходят в химические осадки и пелиты.

В другой части района осадочные породы почти отсутствуют и весь разрез от основания до кровли представлен преимущественно вулканическими породами. Большую роль в разрезе играет формация Регал мощностью около 2100 м. Ее слагают подушечные лавы, доломиты и переслаивающиеся с ними амфиболитовые сланцы. На формации Регал согласно залегают полосчатые гематитовые руды, джеспилиты и глинистые сланцы, относимые к формации Кливервилл.

Согласные тела измененных основных интрузивных пород (долеритов) наблюдаются и в формации Регал, и в формации Кливервилл; их сравнивают с верхней зеленокаменной формацией Капгурли. Группа Роборн может быть грубо подразделена на три стратиграфических комплекса. Самый нижний представлен псаммитовыми породами; средний комплекс характеризуется двумя фациями: вулканогенной и осадочной с химическими и обломочными породами; в верхнем комплексе выделяются полосчатые железорудные формации, ассоциирующие с ними пелиты имеют подчиненное значение.

Отдельные формации группы Роборн сопоставляются с сериями системы Пилбара. Так, формация Регал имеет сходство со слоями серии Уоррауна; формацию Кливервилл можно сопоставить с серией Москиито-Крик.

Райен (Ryan, 1965) высказал мысль, что архейские породы ядра Пилбара сформировались в единый геосинклинальный цикл, закончившийся орогенезом, на протяжении которого в разных местах образовывались локальные несогласия. Движения происходили еще до консолидации осадков, в которые внедрялись изверженные породы, что указывает на то, что тектоническая и магматическая активность началась на очень ранних стадиях развития геосинклинали.

Орогенез, по-видимому, начался дифференциальными движениями блоков фундамента и достиг кульминации в нижнем протерозое. Движения были существенно вертикальными и имели место, по крайней мере частично, вдоль линий разломов, где локализовалась также магматическая активность. Изверженные породы размывались по краям прогибов и переотлагались потоками... Он считает, что огромные гранито-гнейсовые купола поднимались в связи с движениями диапирового характера.

Нам представляется, что это едва ли справедливо. Более правильной является точка зрения Уилсона (Wilson, 1968), изложенная выше.

Древнейшие породы Западно-Австралийского шита обнаруживают удивительное сходство с архейскими породами Южно-Африканского и Гвианского шитов (Колотухина и др., 1964; Колотухина и др., 1968).

По Е.В.Павловскому (1962^{1,2}), образования такого типа относятся к гранитизированным зеленокаменным ядрам современных сиалических материков, представляющим самую раннюю стадию развития земной коры — бесплатформенную и безгеосинклинальную, которую он назвал нуклеарной стадией. Позднее Павловский (1970) подтверждает и развивает свои взгляды. Он приводит новые данные по Канадскому шиту, заимствованные из последних работ канадских геологов, исследования которых раскрывают детали геологических процессов, происходивших в нуклеарную стадию развития земной коры.

Е.В.Павловский, приводя свою точку зрения в соответствии с гипотезой А.П.Виноградова (1959, 1962), считает, что около 4,5 млрд. лет тому назад на земной поверхности консолидировались разнообразные продукты зонной плавки вещества верхней мантии. В качестве конкретных представителей этого вещества он приводит гипербазиты себаквийской серии Родезии и ортоамфиболиты, подстилающие древнейшую серию Кайенна Гвианского шита. Порода гранитного семейства, как он полагает, тогда еще не существовало.

В дальнейшем мы будем неоднократно цитировать Павловского (1970). "Накопление эффузивных и пирокластических образований основного состава происходило как в субаэральных условиях, так и в изолированных водных бассейнах. В последних накапливались также терригенные осадки типа граувакк — продуктов размыва вулканических нагромождений — и хемогенные кремнистые образования, в том числе яшмы, кремнистые сланцы, кварциты, иногда железистые... Накопление эффузивно-осадочных серий происходило в бассейнах, лишенных правильной ориентировки. В своеобразных условиях нуклеарной стадии шло формирование булавайской и себаквийской формаций Южно-Африканского шита, серии Кайенна Гвианского шита и серии Калгурли-Йилгарн Западно-Австралийского шита"

Так же справедливо мнение Павловского о различной степени интенсивности метаморфизма древнейших эффузивно-осадочных серий. Наряду с породами, измененными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, сохраняются участки сравнительно слабой перекристаллизации в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Описанный выше метаморфизм древних серий ядра Йилгарн имеет именно такой характер.

Пестроту метаморфизма Павловский связывает со своеобразным процессом гранитизации в заключительные моменты нуклеарной стадии. Первые гранитоиды слагают купола, рассеянные незакономерно, без явно выраженной пространственной ориентировки. Примерами их являются гранито-гнейсовые купола ядер Йилгарн и Пилбара Западно-Австралийского шита.

Как справедливо предполагает Павловский, морфология складчатых структур ("зеленокаменных поясов") нуклеарных серий определяется длительным ростом гранито-гнейсовых куполов, их размерами и пространственным положением. Он указывает, что этот процесс нельзя называть орогенезом, под которым следует понимать совокупность процессов, связанных со зрелым моментом развития геосинклинальной области — формированием системы линейных складок; появление гранитных интрузий, как правило, подчинено линейной структуре антиклинорий этой системы.

Области, сходные с геосинклинальными областями фанерозоя, в Австралии появляются только с нижнего протерозоя. Такой областью, например, является срединный пояс.

Срединный пояс

Ядра Пилбара и Йилгарн разделяет широтный пояс смятых в складки протерозойских пород, ширина которого достигает 300 км. В настоящее время здесь выделяют ниже- и среднепротерозойские отложения. Глобальное значение этой структуры было установлено, лишь когда появились новые изотопные определения возраста. В 1960 г. Уилсон (Wilson et al., 1960) установил наличие здесь широтного пояса повторного метаморфизма с минимальным возрастом 1000 млн. лет.

Позднее были получены другие определения возраста. Важным является установление большой мощности и большой древности многих протерозойских серий, разделяющих эти два архейских ядра. В настоящее время их принимают за стратотип системы Наллагайн и объединяют в надгруппу Маунт-Брас (см. рис. 3). Основание надгруппы имеет возраст около 2300 млн. лет. Надгруппа Маунт-Брас включает группы пород Фортескью, Хамерсли и Уайлу (Daniels, 1966; Liddy, 1968). Породы этой надгруппы перекрывают архейский фундамент с резким угловым несогласием.

Группа Фортескью мощностью около 4200 м в районе Хамерсли сложена основными подушечными лавами с прослоями кварцевых песчаников и аркозов в основании и сланцев и Джеспилитов в верхней части разреза. Далее к северу близ г. Наллагайн мощность группы сокращается до 360 м, в ней появляются полимиктовые конгломераты и пьезолитовые известняки с коллениями. Группа Хамерсли (мощностью до 2400 м) сложена джеспилитами, яшмами, доломитами, сланцами, к верхам ее приурочены долериты и дациты. Здесь выделяются три железорудные формации, в которых преобладают джеспилиты.

Эта провинция осадочных железорудных месторождений, открытых недавно, является богатейшей железорудной провинцией мира, в ней сосредоточены главные запасы железных руд Австралии (Campana et al., 1964; Liddy, 1968). Возраст этих отложений определен в 2100 млн. лет.

Группа Уайлу мощностью 3250 м состоит преимущественно из богатых кварцем терригенных пород — от алевролитов до конгломератов. В гальке конгломерата встречаются джеспилиты группы Хамерсли. В толще этих пород наблюдается покров базальта и пласт доломита с *Collenia* и *Newlandia*. Возраст группы 1850 млн. лет (Leggo et al., 1965).

В южной части пояса у северного окончания ядра Йилгарн смятые в складки породы группы Уайлу несогласно перекрываются отложениями среднего протерозоя. Нижний комплекс — группу Бреснахан слагают конгломераты (в основании), аркозы, кварцевые песчаники. Мощность группы около 1200 м. Возраст нижней части разреза, по-видимому, отвечает возрасту гранита Булалу, прорывающего породы группы Уайлу; он определен в 1720 млн. лет (Leggo et al., 1965).

Более молодой комплекс отложений, несогласно залегающий на слоях группы Бреснахан, слагают доломиты, глинистые сланцы и кварциты группы Бангемолл (мощностью около 600 м). В доломитах присутствуют остатки коллений (Daniels, 1966). Возраст сланцев этой группы определен в 1080 млн. лет (Comston, Arriens, 1968).

Породы надгруппы Маунт-Брасс очень сходны с отложениями геосинклинального типа. Их характеризуют аналогичный формационный состав и большие мощности. Они смяты в крупные, довольно спокойные линейные складки — антиклинальные и синклинальные (см. рис. 5). Складчатый комплекс прорывают интрузии гранитоидов в конце нижнего или в начале среднего протерозоя (граниты Булалу).

Таким образом, срединный пояс является типичным нижнепротерозойским складчатым поясом, образовавшимся на месте геосинклинального трога, опустившегося вдоль глубинных разломов, расколовших Западно-Австралийский архейский шит.

Верхнепротерозойские и, возможно, часть среднепротерозойских отложений несогласно залегают на складчатом фундаменте. Они образуют слабо смятые почти горизонтальные слои и, вероятно, отвечают отложениям чехла древней платформы.

Блоки Кимберли и Стерт

Обширный район Кимберли на крайнем севере Западной Австралии представляет собой часть Западно-Австралийского шита. От ядра Пилбара на юго-западе его отделяет палеозойская синеклиза, в которой глубоким бурением на нефть обнаружены нижнеордовикские породы, залегающие на докембрийском (архейском) кристаллическом фундаменте (Veevers, 1967, Brown et al., 1968) (рис. 6 и 7).

Здесь выделяются два стабильных блока: блок Кимберли на западе и блок Стерт на востоке. Их разделяет складчатый пояс — "подвижная зона" Холлс-Крик северо-восточного простирания. Вдоль западного края блока Кимберли проходит складчатый пояс Кинг-Леопольд, имеющий северо-западное простирание (см. рис. 6).

Самые древние породы выходят на поверхность в складчатом поясе Холлс-Крик. Это породы группы Холлс-Крик, относимые к архею (Dow, Gemuts, 1969). Они образуют тектонические клинья в нижнепротерозойском комплексе этой зоны (Wilson, 1968) и слагают, по-видимому, фундамент плит Кимберли и Стерт. В группе различают четыре формации (от древних к молодым): 1) формацию Динг-Донг-Даунс, сложенную сильно эпидотизированными основными эффузивами; 2) формацию Саундерс-Крик, представленную конгломератами (в основании), кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками; 3) формацию Бискей, сложенную уралитизированными основными вулканогенными породами, включающими агломераты, переслаивающиеся с субграувакками, алевролитами, карбонатными сланцами, доломитами, известково-силикатными породами,

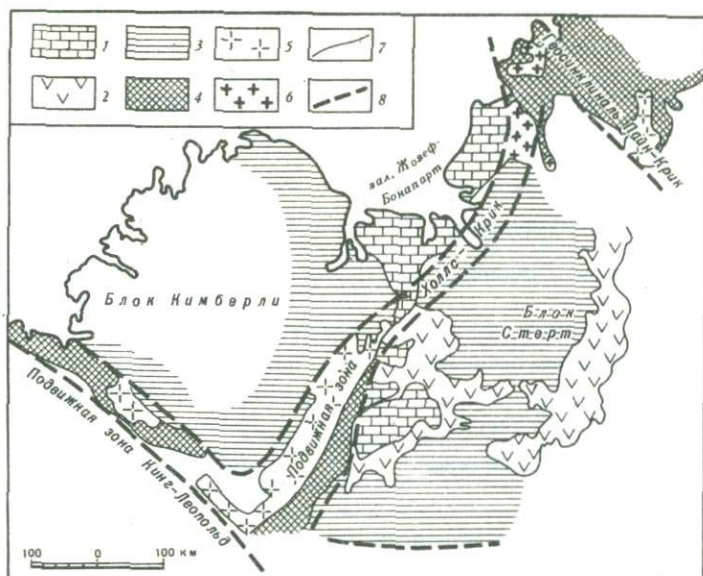


Рис. 6. Тектоническая схема блоков Кимберли и Стерт с упрощениями и изменениями (Traves, 1955)

1 - палеозойские отложения чехла платформы; 2 - платобазальты нижнего кембрия; 3 - верхне-средне- и нижнепротерозойские отложения древней платформы; 4 - метаморфические породы нижнего протерозоя и архея в подвижных зонах; 5 - граниты нижнего и среднего протерозоя; 6 - гранито-гнейсы архея; 7 - геологические границы; 8 - границы подвижных зон

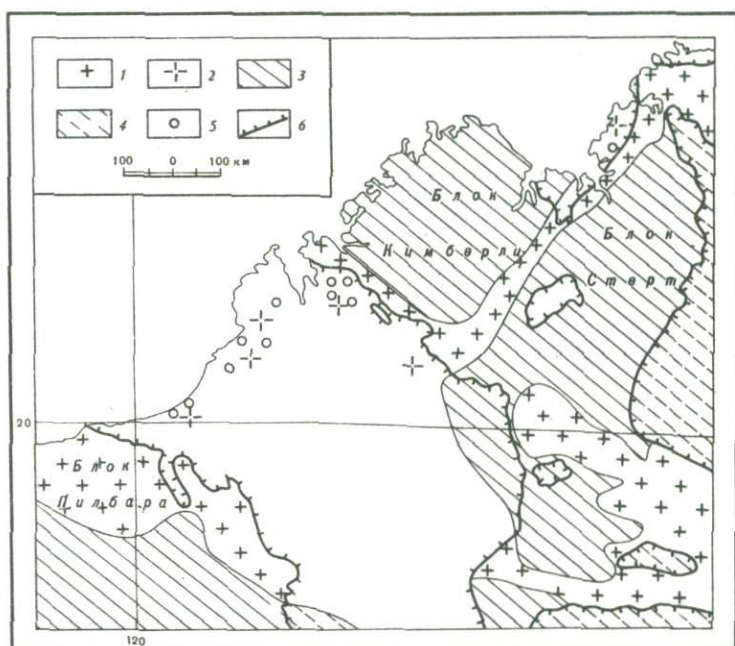


Рис. 7. Палеогеологическая реконструкция к началу кембрия Северо-Западной Австралии (Veivers, 1967)

1 - плутонические и метаморфические породы; 2 - предполагаемое распространение этих пород; 3 - осадочные и вулканогенные породы; 4 - предполагаемое распространение этих пород; 5 - буровые скважины, достигшие докембрия; 6 - границы осадочных бассейнов

Таблица 1. Обобщенное стратиграфическое сопоставление блока Кимберли и блока Стерт (Brown et al., 1968)

Блок Кимберли			Блок Стерт
Аделаида	Группа Маунт-Хаус	Группа Луиза-Даунс Группа Канианди Группа Глидден	Группа Альберт-Эдуард Группа Дьюрдин Алевролит Геликоптер Песчаник Уод-Крик
Карпентарий	Группа Бастион	Песчаник Коломбо Группа Кроухерст	Доломит Бангл-Бангл Песчаник Маунт-Паркер
Наллагайн		Группа Кимберли Группа Спиуа Эффузивы Уайтуотер	Красноцветные слои

яшмами, кварцитами и джеспилитами; 4) формацию Олимпио, представленную массивными субграувакками, аркозами, переслаивающимися с алевролитами, карбонатными алевролитами и доломитами, подчиненное значение имеют линзы конгломератов (Dow, Gemuts, 1967; Roberts et al., 1968).

Метаморфизм пород сравнительно слабый, преобладают условия зеленосланцевого метаморфизма, но местами он достигает гранулитовой фации. Мощность группы около 4000 м. Формацию Олимпио к югу от селеня Ламбу интрузируют пегматиты (Маунт-Докрелл), возраст которых около 2700 млн. лет (Compston, Arriens, 1968). По пегматитам, таким образом, определяется минимальный возраст древнейших пород района. Формационный состав этой группы очень сходен с составом архейских комплексов ядер Пилбара и Йилгарн.

К подвижной зоне Холлс-Крик приурочен интрузивный комплекс Ламбу. Это очень разнообразный комплекс изверженных пород, который слагают уралитизированные долериты, порфириты, габбро, амфиболиты и серпентизированные ультраосновные породы, граниты, гранодиориты, адамеллиты, тоналиты, аплиты, пегматиты. Этот комплекс по возрасту относят к нижнему протерозою. Интрузии внедрялись на протяжении довольно длительного периода времени (гранодиорит Мэбл-Даунс - 1960 ± 30 млн. лет, гранит Бау-Ривер - 1855 ± 15 млн. лет; по Compston, Arriens, 1968).

Отложения группы Холлс-Крик и частично комплекса Ламбу перекрыты кислыми эффузивами Уайтуотер, мощность которых достигает 2000 м, возраст этих эффузивов 1950 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

Эффузивы несогласно перекрываются мелководными отложениями, залегающими почти горизонтально и образующими платформенный чехол блока Кимберли. Самой древней является группа отложений Спиуа (максимальная мощность 2300 м), в ней трижды ритмически повторяются кварцевые песчаники, субаркозы или аркозы, алевролиты и аргиллиты с маломощными прослоями кислых эффузивов; возраст ее около 1820 млн. лет. Вышележащая группа Кимберли (максимальная мощность 3300 м) сложена преимущественно кварцевыми песчаниками с основными эффузивами в основании, глинистыми сланцами и строматолитовыми доломитами в верхах разреза. Близ Ямпи-Саунда эти глинистые сланцы и перекрывающие их песчаники переходят в толщу гематитовых кварцитов, которые разрабатываются как железные руды. Возраст эффузивов в группе Кимберли определен в 1810 млн. лет. Самый верхний комплекс - группа Бастион (максимальная мощность 1400 м) сложена глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками и подчиненными доломитами. Возраст группы определен в 1790 млн. лет.

Фашиальными аналогами их являются отложения группы Кроухерст мощностью около 150 м. Песчаник Коломбо (мощность 90 м) несогласно перекрывает группу Кроухерст. Отложения группы Глидден залегают трансгрессивно на песчанике Коломбо, переходя на группу Кимберли. Группа Глидден сложена главным образом песчаниками и алевролитами, мощность ее около 650 м, возраст 1130 млн. лет.

Выше залегает группа Канианди мощностью до 1300 м; она сложена преимущественно обломочными породами, в ней встречаются тиллиты и ледниковые поверхности. Группу Канианди перекрывают также несогласно слои группы Луиза-Даунс. Отложения последних трех групп относятся к верхнему протерозою (система Аделаида).

Платформенный чехол блока Стерт слагают аналогичные отложения (см. табл. 1). Группе Спиуа отвечают красноцветные слои, представленные мелководными кварцитами и красными алевролитами мощностью до 3300 м, которые несогласно залегают на слоях группы Холлс-Крик. Выше этого комплекса залегают косослоистые песчаники Маунт-Паркер, которые могут являться аналогами песчаников Коломбо блока Кимберли. Их согласно перекрывает толща строматолитовых доломитов, глинистых сланцев и кварцевых песчаников (доломит Бангл-Бангл). Этот комплекс несогласно перекрыт аделаидскими песчаниками Уод-Крик и алевролитами Геликоптер, являющимися фашиальными аналогами группы Глидден. Верхнепротерозойские отложения групп Дьюрдин и Альберт-Эдуард характеризуются наличием горизонтов тиллитов и ледниковых поверхностей (Roberts et al., 1968). Абсолютный возраст отложений группы Альберт-Эдуард 670 млн. лет (см. рис. 3).

На аделаидских слоях несогласно залегает конгломерат Лэлли, его согласно перекрывают платобазальты Антрим мощностью до 1000 м. Трэвес (Traves, 1955) относил эти базальты к нижнему кембрию (см. рис. 6). На их поверхности местами сохранились остатки палеозойского чехла (от девона до перми).

В структурном отношении район Кимберли представляет северо-восточную часть Западно-Австралийского шита. Архейский фундамент шита выходит на поверхность в подвижных зонах - Холлс-Крик (северо-восточного простирания) и Кинг-Леопольд (северо-западного простирания). Эти зоны ограничены глубинными разломами (см. рис. 6), о которых известно, что они были активны с нижнего протерозоя, когда происходили интрузии комплекса Ламбу, и, по крайней мере, до девона.

Тектоника этого района достаточно полно отображена в описаниях листов геологической карты масштаба 1:250 000 (Dow, Gemuts, 1967, 1969; Roberts et al., 1968).

Породы группы Холлс-Крик смяты в узкие изоклинальные складки, часто опрокинутые и лежащие, сильно развит кливаж. Интенсивность складчатости непосредственно обусловлена степенью компетентности пород. Изоклиальная складчатость и региональный метаморфизм группы предшествовали интрузиям комплекса Ламбу.

Большую роль играют разломы. Они имеют огромную протяженность и значительные амплитуды смещения. Наблюдаются сложные системы анастомозирующих разломов, разломы, ограничивающие опущенные участки (грабены). Один из главных разломов - Холлс-Крик - окружен широкой зоной дробления. Местами от него отходят многочисленные ветви, образуя зону шириной около 6 км. Наблюдаются сбросы с амплитудой смещения около 1,5-2,0 км и надвиги с горизонтальным смещением 5-6 км. Внутри зоны Холлс-Крик верхнепротерозойские (рифейские) слои часто залегают в грабенах. Так, слои группы Глидден сохранились в узких грабен-синклиналях (Roberts et al., 1968).

Протерозойский платформенный чехол на блоках Кимберли и Стерт также испытал нарушения. Здесь отмечаются сбросы обычно с небольшой амплитудой смещения (30-50 м). Исключение составляет сброс Осмонд-Рейндж, амплитуда смещения которого достигает 2,5-3,0 км. Слой чехла местами смяты в пологие складки, более интенсивная складчатость наблюдается у разломов.

Уилсон (Wilson, 1968) считает, что архейский фундамент района Кимберли был консолидирован около 2000 млн. лет назад. В начале протерозоя здесь

начали отлагаться осадки формаций чехла (группа Спиуа - 1820 млн. лет, группа Кимберли - 1810 млн. лет, группа Бастион - 1790 млн. лет) и сформировалась древнейшая платформа, или протоплатформа - по терминологии Е.В.Павловского (1962). Эта протоплатформа по возрасту и характеру слагающих ее чехол формаций аналогична Гвианской протоплатформе Южной Америки (Колотухина и др., 1968). Обе эти платформы несколько моложе Южно-Африканской протоплатформы (Колотухина и др., 1964).

Направления древних течений, установленные по косо́й слоистости в протерозойских отложениях чехла блока Кимберли, указывают, что источник сноса материала располагался где-то на севере. Это хорошо согласуется с вероятным положением Западной Австралии в докембрии, когда она предположительно соединялась с Индостанским полуостровом (Gellatly et al., 1970).

ЦЕНТРАЛЬНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ШИТ

Восточнее более монолитной части древнего щита, в области распространения отложений платформенного чехла, выступают изолированные блоки архейского фундамента. Такими выступами в Центральной Австралии являются блоки Аранта и Масгрейв, отделенные друг от друга авлакогеном Амадиес.

Блок Аранта

На большой площади в хребтах Макдоннелл и Хартс выходят на поверхность породы комплекса Аранта (рис. 8). Джоклик (Joklik, 1955) выделил в нем в районе Харст-Рейндж пять комплексов метаморфических пород: 1) гнейсы Энтия, представляющие собой слюдяные кварц-полевошпатовые гнейсы, местами богатые кианитом и содержащие узкие слои амфиболита; 2) гнейсы Брана, характеризующиеся выделениями порфириобластов калиевого полевого шпата; 3) гнейсы Ириндина, представленные гранато-слюдисто-полевошпатовыми гнейсами, силлиманит-гранато-слюдисто-полевошпатовыми гнейсами и амфиболитами; 4) гнейсы Брэди - гранато-слюдисто-полевошпатовые гнейсы со слоями и линзами кварцитов, мраморов и амфиболитов и 5) гнейсы Кадни, в которых преобладают тонкозернистые кварц-полевошпатовые разности.

На карте (рис. 9), приведенной в работе Джоклик, хорошо выделяется крупный купол Энтия, сложенный древнейшими гнейсами Энтия. Другие гнейсовые формации располагаются вокруг купола, образуя огибающие его пояса. Такие пояса слагают гнейсы Брана, Ириндина, Брэди.

Пояс гнейсов Ириндина, который протягивается вокруг северного и восточного краев купола, содержит многочисленные поля слудоносных пегматитов. Богатые слюдой пегматиты малых размеров встречаются в гнейсах Брэди.

В блоке Аранта выделяются четыре крупные интрузии гранитоидов: 1) гранодиорит Инкамулла, 2) гранодиорит Хаккита, 3) гранодиорит Бангитина и 4) роговообманковый гранит Шабер. Эти древние граниты сопровождают интрузии базитов и ультрабазитов, превращенных в зеленокаменные породы. Возраст древних гранитов около 2900 млн. лет (Forman et al., 1967). С гранодиоритами Инкамулла и Хаккита ассоциируют редкометалльные пегматиты (танталоносные пегматиты Барроу-Крик и Делни).

Архейские формации блока Аранта очень сходны с формациями блока Кимберли. Сходен также характер минерализации в пегматитах. Вероятно, эти блоки представляют собой оторгнутые части древнего фундамента. Они отделены от основной части щита системами разломов, ограничивающих опустившиеся части блоков, в настоящее время покрытые чехлом древней платформы. На карте выходов докембрийских пород (Wilson, 1968) упомянутые блоки соединены.

На кристаллическом фундаменте комплекса Аранта несогласно залегают верхнепротерозойские отложения, слагающие основание прогиба Амадиес.

Прогиб Амадиес

Прогиб Амадиес, протягивающийся в широтном направлении через южную часть Северной Территории, с севера ограничен блоком Аранта, с юга - блоком Мас-

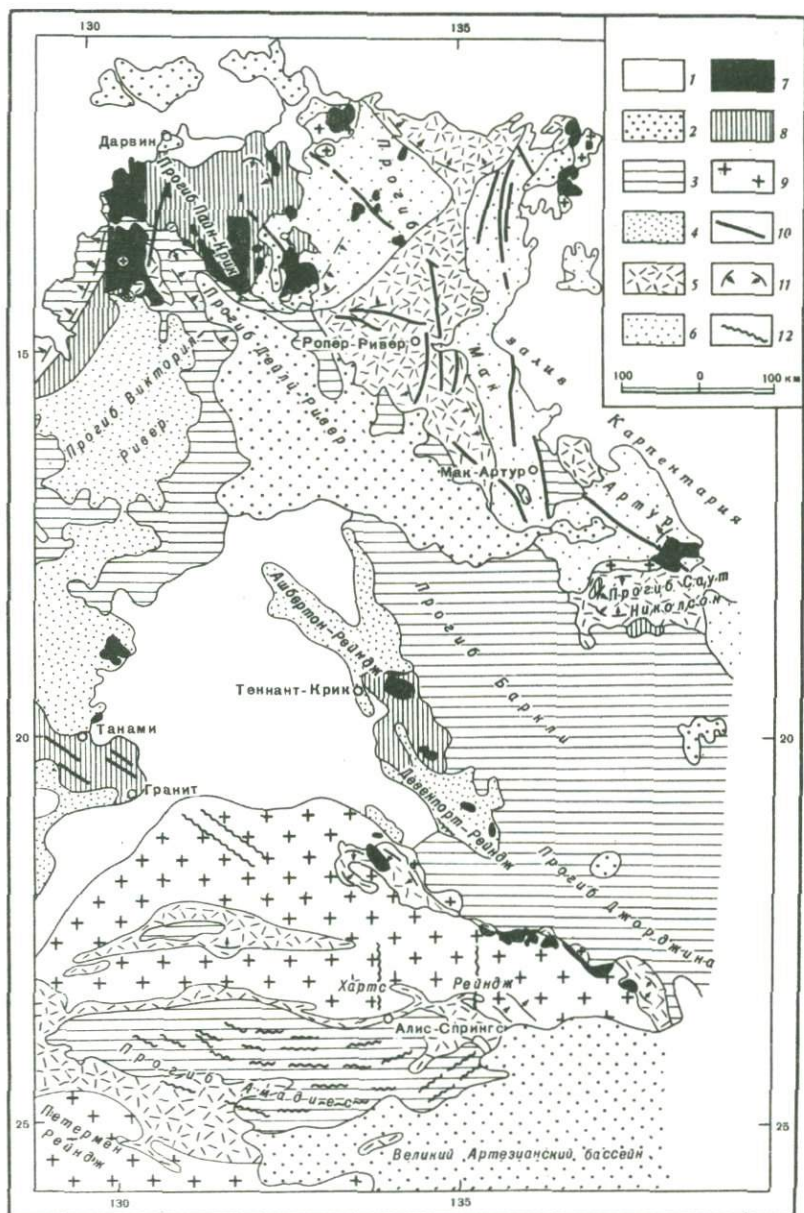


Рис. 8. Обобщенная геологическая карта Северной Территории Австралии (Walpole et al., 1965) с дополнениями

1 - кайнозой; 2 - мезозой; 3 - палеозой; 4 - нерасчлененный протерозой; 5 - верхний протерозой; 6 - средний протерозой; 7 - граниты архея, нижнего и среднего протерозоя; 8 - нижний протерозой; 9 - архей; 10 - главные разломы; 11 - линии простирания; 12 - преобладающие направления осей складок

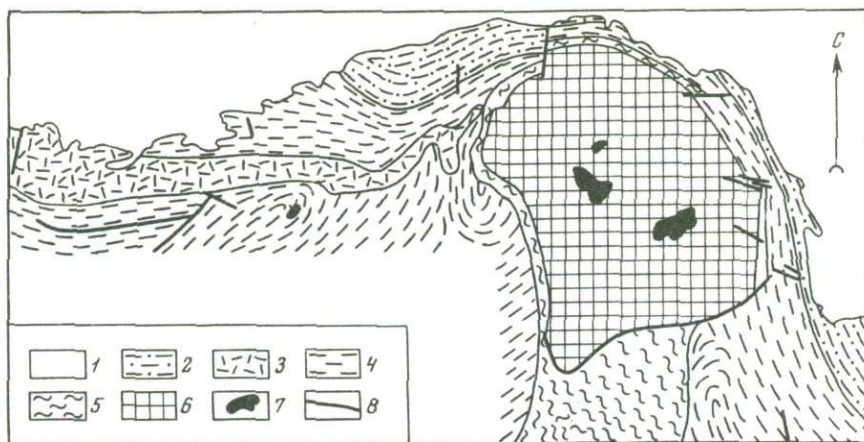


Рис. 9. Схема геологического строения района Хартс-Рейндж (Joklik, 1955)

1 - аллювий; 2 - гнейсы Брэди; 3 - гнейсы Риддок; 4 - гнейсы Ириндина; 5 - гнейсы Брана; 6 - гнейсы Энтия; 7 - граниты, гранодиориты; 8 - линии разломов

грейв; на западе отложения прогиба переходят в осадки синеклизы Каннинг, на востоке их трансгрессивно перекрывают осадки Великого Артезианского бассейна (см. рис. 8).

Прогиб заполняет мощная толща осадков верхнего протерозоя и палеозоя. В последнее время этот регион усиленно изучался (Wells et al., 1965, 1967^{1,2}; Fottan, 1966; Fottan et al., 1967).

На юго-западном крае прогиба выходят наиболее древние породы, отвечающие, по-видимому, низам системы Аделаида. Это базальты Маунт-Гаррис и слои Бладс-Рейндж, представленные песчаниками, кварцитами, различными сланцами и туфогенными породами. Они прорваны гранитом, возраст которого определен в 1200 млн. лет. С региональным несогласием они перекрыты кварцитом Дин, который сопоставляется с кварцитом Хивитри, занимающим аналогичное стратиграфическое положение на северо-восточном крае прогиба (мощность до 450 м). На кварците Хивитри согласно залегает разрез с преобладанием карбонатных пород мощностью до 750 м - формация Биттер-Спрингс (на северо-восточном крае прогиба), а на кварците Дин - слои Пиньинна (на юго-западном крае). Выше лежащие части разреза местами залегают несогласно на породах формации Биттер-Спрингс на северной стороне прогиба, но на южной они, по-видимому, залегают согласно.

Формации Арийонга и Бурд на северной стороне прогиба и слои Ининдия на южной, мощность которых достигает 2000 м в разрезе, следуют за карбонатным комплексом. Формация Арийонга частично представлена ледниковыми отложениями. Тиллиты и конгломераты развиты широко, но появляются в разрезе спорадически. Тонкозернистый материал, по-видимому, состоит главным образом из перетертых пород. Эратические валуны превышают 60 см в диаметре. Многие из них покрыты ледниковой штриховкой; они заключены в алевролитах с беспорядочной слоистостью. В верхней части формации Арийонга тиллитовые породы отсутствуют; она сложена плохо отсортированными богатыми кварцем косослоистыми песчаниками с галькой.

Формация Бурд и слои Ининдия, возможно, являются фациальными аналогами формации Арийонга. Они представлены тонкозернистыми, оолитовыми и строматолитовыми известняками и доломитами, оолитовыми кремнями, алевролитами и в меньшей степени песчаниками.

В южной и западной частях прогиба Амадиес слои Ининдия и их аналоги несогласно перекрываются слоями Уиннэлл и их аналогами. На северо-востоке формация Арийонга согласно перекрывается слоями формации Пертататака, которая более или менее эквивалентна слоям Уиннэлл.

С севера на юг и на запад мощность отложений возрастает до максимальной; мощность формации Пертататака достигает 1200 м, формации Уиннэлл — 2400 м. Увеличение мощностей сопровождается фациальными изменениями. Зеленые, красные и красно-бурые песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты с подчиненными известняками формации Пертататака сменяются красно-бурыми и белыми, частично полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами и конгломератами слоев Уиннэлл. Возраст формации Пертататака определен в 750 млн. лет (Fotman et al., 1967).

На юге отложения верхнего протерозоя (рифей) отделяются от перекрывающих их кембрийских слоев крупным региональным несогласием, хотя на севере они обычно залегают совершенно согласно с кембрийскими слоями. Это несогласие, как утверждает Форман (Fotman, 1966), отражает крупные движения, которые произошли в верхнерифейское или нижнекембрийское время, и сильнее всего проявились вдоль южного края прогиба. Эти движения, которые Формэн называет орогенезом Петермэнн-Рейндж, соответствуют, по-видимому, байкальским движениям.

В кембрийских отложениях прогиба Амадиес на северо-востоке выделяется группа Пертауррта с несколькими формациями, сложенными в основном обломочными породами. Здесь углового несогласия в основании кембрия не установлено. На востоке почти весь разрез представлен карбонатными породами: доломитами и известняками, в которых известна фауна археоциатов и трилобитов. К западу карбонатные породы замещаются глинистыми сланцами. Мощность сланцево-карбонатного разреза около 600 м. Постепенно в разрезе прогиба увеличивается количество прослоев песчаников, и кембрийский комплекс венчается отложениями нижней части песчаников Пакута, которые входят в состав группы Лапаринта, объединяющей мелководные отложения от верхов кембрия до верхов ордовика. В состав группы, кроме песчаников формации Пакута, входят алевролиты формации Хорн-Валли, песчаники формации Стейруэй, алевролиты формации Стокс и песчаники формации Кэрмичел (Cook, 1968). Мощность разреза сокращается по направлению к западу. Это объясняют приподнятостью кристаллического фундамента между прогибом Амадиес и синеклизой Каннинг, в результате чего на короткие промежутки времени могла возникнуть перемычка и морской залив лишь периодически проникал в синеклизу Каннинг (Brown et al., 1968).

Выше залегают песчаники формации Мерини, располагающиеся в центре северной части прогиба. Возрастной диапазон этой формации охватывает силур и даже девон. Эти песчаники рассматривают как образования мелководные морские и эолово-речные.

Верхи палеозойского разреза слагают отложения группы Пертнджара, значительная часть которых относится к верхнему девону (формация алевролитов и песчаников Парк), а часть — к карбону (формация песчаников и конгломератов Хермансбург). Эта группа отложений залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на формации Мерини и с угловым несогласием перекрывается пермскими ледниковыми отложениями (Brown et al., 1968).

Таким образом, в прогибе Амадиес, по-видимому, имели место варисийские движения. Формэн (Fotman, 1966; Fotman et al., 1967) относил эти движения к орогенезу Алис-Спрингс. Он установил для прогиба Амадиес два главных периода складчатости: орогенезы Петермэнн-Рейндж и Алис-Спрингс.

Во время орогенеза Петермэнн-Рейндж (верхний рифей — нижний кембрий) верхнепротерозойские формации были смяты в складки преимущественно в южной части прогиба. Базальты Маунт-Гаррис, слои Бладс-Рейндж, кварциты Дин и слои Пиньинна образуют узкие антиклинальные опрокинутые складки, которые тянутся на протяжении около 300 км с востока на запад. Слои Уиннэлл образуют узкие синклиналильные складки. Иногда эти складки надвинуты на расстоянии около 50 км. По направлению к северу прогиба складчатость затухает.

Орогенез Алис-Спрингс, по Формэну, приходится на интервал силур — верхний девон, а Кук (Cook, 1968) указывает время от верхнего девона до карбона. Так или иначе это время совпадает с временем проявлений варисийского складкообразования. Складчатость захватила северную часть бассейна; оси складок имеют северо-западное простирание, субпараллельное простираниям

древних складок. Здесь выделяются главные антиклинали: Мерини, Джонни-Крик, Парана-Хилл и Охр-Хилл. Некоторые из этих антиклинальных складок в дальнейшем были усложнены соляной тектоникой (Cook, 1968).

Прогиб Амадиес В.Н.Соболевская (1965)¹, а вслед за ней Н.А.Богданов (1967) совершенно справедливо отнесли к структурам типа авлакогена. Этот прогиб образовался в результате глубинных разломов широтного простирания, расколовших архейский фундамент древней Австралийской платформы на блоки Аранта и Масгрейв к северу и к югу от прогиба. В прогибе отложилась мощная толща осадков верхнего рифея и палеозоя, формационно сходных с осадками платформы.

Складчатые процессы, проявившиеся в прогибе дважды: в конце рифея — нижнем кембрии и в силуру-девоне — карбоне отвечают байкальскому складкообразованию в соседней геосинклинали Аделаида и варисийскому складкообразованию в Тасманской геосинклинали.

В прогибе Амадиес широко развиты разрывные нарушения. Отмечают два главных типа сбросов: сбросы по простиранию складок и поперечные. Сбросы по простиранию имеют запад-северо-западное направление. Амплитуда смещений незначительна, но иногда достигает 1000 м. Поперечные сбросы имеют север-северо-западное направление и амплитуда их смещения очень невелика.

Блок Масгрейв

В северо-западной части штата Южная Австралия, протягиваясь через границу Северной Территории, располагается крупный регион, сложенный кристаллическими породами комплекса Масгрейв-Манн. Геологическое строение этого региона подробно описано Сприггом и Вильсоном (Sprigg, Wilson, 1959; Спригг, Вильсон, 1965).

Хребты Масгрейв и Манн сложены в основном гранитизированными метаморфическими породами. В хребте Масгрейв развиты фельдшпатизированные кварциты и гранито-гнейсы, которые прослеживаются на протяжении многих километров. Они образуют маркирующие горизонты. В восточной части хребта Масгрейв широко развиты актинолитовые и эпидотовые сланцы, что свидетельствует о преобладании условий для образования карбонатных осадков. Гранатовые гнейсы (часто с кордиеритом и шпинелью) образуют подчиненные пласты; в частности, они развиты в хребтах Манн и Томкинсон. Многие сильно метаморфизованные гнейсы относятся к породам чарнокитового типа, но до сих пор в них сохранилась первичная осадочная текстура. В самых восточных частях хребтов Масгрейв и Эверард преобладают гнейсы с относительно большим содержанием ортита.

Стратиграфическая последовательность отложений пока не установлена. Не решен окончательно также вопрос о возрасте этих пород. Условно их относят к архею.

Складчатые структуры в западной части хребтов Масгрейв и Манн удивительно просты. Здесь развиты широкие антиклинали и синклинали с углами падения крыльев 5–10°. Пережатая, зачастую изоклиальная складчатость характерна для восточной части хребта Масгрейв. Оси складок преимущественно меридиональные. Это направление характерно для Западно-Австралийского шита, частью которого, вероятно, и является блок Масгрейв.

В архейском фундаменте развита система крупных сбросов, простирание которой незначительно отклоняется от меридионального. К этой системе разломов приурочены дайки долеритов. Другие системы сбросов имеют широтное и северо-западное простирание; к ним приурочены дайки кислых пород.

Обе системы сбросов осложнены значительными боковыми смещениями. Имеются две крупные зоны надвигов — Эрнабелла и Кутберг. Оба надвига крутые, а между ними находится зона изоклиальной складчатости. На опрокинутом блоке, расположенном южнее надвига Эрнабелла, проходят два сопряженных сброса Кенмор-Парк, которые являются, по-видимому, поперечными.

¹В.Н.Соболевской (1965) структура названа авлакоген Макдонелл.

Близ Маунт-Дэвис в хребте Масгрейв развит комплекс основных и ультраосновных изверженных пород. Состав пород меняется от ультраосновных (дуниты, серпентиниты, перидотиты, гарцбургиты, пироксениты) через более кислые (оливиновые габбро, нориты и др.) до диоритов и анортозитов. Они залегают иногда согласно, иногда несогласно с вмещающими метаморфическими породами. Интрузии, как правило, расслоенные.

Изверженные породы гранитного состава, включая чарнокиты, адамеллиты, гранодиориты и другие широко распространены в пределах блока Масгрейв, где они слагают большие интрузии. Самый крупный выход чарнокитовых пород Австралии приурочен к блоку Масгрейв.

Кислые плутонические породы представлены главным образом грубозернистыми биотитовыми и роговообманковыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами, которые образуют огромную интрузию сложного строения. Более мелкие гранитные тела прорывают осевые участки антиклинальных складок. Широко развиты небольшие пегматитовые тела.

Магматическая активность с проявлениями кислого состава приурочена к зоне широтного простирания. Последняя имеет явно наложенный характер и отражает процессы позднейшей активизации. Здесь известны тела плодоносных пегматитов: ЭрнABELЛА с ортитом, Сентинел-Хилл и Калгера с танталитом и бериллом. Абсолютный возраст их — соответственно 450, 990 и 1070 млн. лет (Wilson et al., 1960)¹. Описываемая зона активизации архейского фундамента блока Масгрейв может быть связана с верхнерифейскими движениями, проявившимися в соседнем авлакогене Амадиес. Весьма вероятно, что она продолжается на запад в виде одновозрастного широтного пояса активизации, затронувшего северный край ядра Йилгарн.

Таковую же активизацию претерпела южная часть архейского блока Аранта в связи с байкальскими и ранневарисийскими движениями, обусловившими процессы складкообразования в авлакогене Амадиес. В хребте Хартс-Рейндж возраст слюдяных пегматитов соответственно 600–700 и 350–400 млн. лет (Fotman et al., 1967).

СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Как уже упоминалось, по мере движения на восток наблюдается все большая раздробленность архейского фундамента и погружение его поверхности. В виде изолированных блоков среди отложений чехла древней Австралийской платформы выступают складчатые структуры нижнего протерозоя.

Складчатая структура Пайн-Крик

Складчатая структура Пайн-Крик образовалась на месте геосинклинального прогиба, заложившегося на раздробленном архейском фундаменте в нижнем протерозое.

Кристаллический фундамент, на котором несогласно отложились нижнепротерозойские формации геосинклинального прогиба Пайн-Крик, слагают гнейсы, кристаллические сланцы, гранулиты, магматиты, зеленокаменные породы и граниты комплекса Рам-Джангл (Rhodes, 1965).

Выделяются очень характерные структуры гнейсовых куполов. Определения возраста гранитов комплекса Рам-Джангл дали 2550 млн. лет (Richards et al., 1966). Выходы архейских пород протягиваются от порта Дарвин на юго-запад, где они, возможно, смыкаются с выходами архея подвижной зоны Холлс-Крик. С архейскими породами связан пегматитовый пояс, простирающийся меридионально к югу от порта Дарвин (редкометалльные пегматиты Финнис-Ривер, Энтерпрайз и др.).

Прогиб в районе Катерин-Дарвин заполняют осадки серии Эджиконди. Разрез серии не датирован непосредственно, но породы его несогласно перекрывают

¹По последним данным, возраст крупной интрузии пироксенового адамеллита ЭрнABELЛА определен в 1122±98 млн. лет (Wilson et al., 1970).

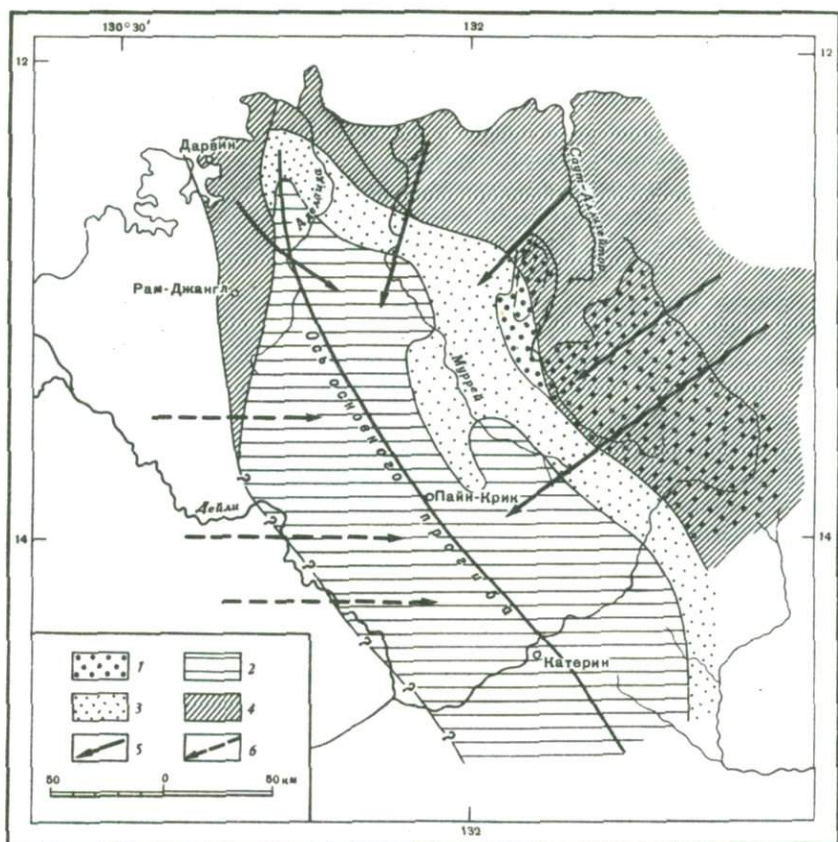


Рис. 10. Геосинклиналь Пайн-Крик: источники сноса и распространение фаций групп Бечелор, Гудпарла и Финнис-Ривер (Walpole, 1962)

1 - восточный трог (группа Саут-Аллигейтор); 2 - фации прогиба; 3 - переходные фации; 4 - краевые фации; 5 - направление седиментации (группа Гудпарла); 6 - направление седиментации (группа Финнис-Ривер)

комплекс Рам-Джангл (2550 млн. лет) и интродированы гранитами, древнейший из которых имеет возраст 1880 млн. лет (Compston, Arriens, 1968). Длительность седиментации, вероятно, была короче, чем интервал между этими пределами.

Серия Эджиконди делится на четыре комплекса (Walpole, 1962, Walpole et al., 1968). Самый древний комплекс - группа Бачелор (см. рис. 3) имеет мощность до 1500 м, сложена чередующимися кластическими и доломитовыми осадками. Кластические осадки представлены аркозами, песчаниками, алевролитами и конгломератами. Аркозы состоят из зерен микроклина и кварца в серицитовой и хлоритовой основной массе. Конгломерат содержит гальку пород комплекса Рам-Джангл (Rhodes, 1965; Brown et al., 1968). Доломитовые осадки представлены водорослевыми биогермами и доломитовыми брекчиями. В доломите Кумали, венчающем разрез группы Бачелор, найдены остатки *Collenia* (Malone, 1962). Этот комплекс осадков отложился в мелководных условиях на западном крае прогиба. Материал поступал с северо-запада (Walpole, 1962; Walpole et al., 1968).

Группа Гудпарла (мощностью около 3000 м) включает в себе рудные тела уранинита месторождения Рам-Джангл. Отложения этой группы согласно перекрывают группу Бачелор, где последняя развита, а в других местах залегают непосредственно на архейском фундаменте. Материал этих отложений поступал главным образом с северо-востока. В них различают три фации. Краевая фация, распространенная на востоке, сложена косослоистыми богатыми кварцем аркозами, песчаниками, алевролитами и конгломератами, локально развитыми

на поднятиях фундамента. По направлению в глубь прогиба (на запад) краевая фация сменяется переходной (рис. 10), представленной глинистыми кварцитами, переслаивающимися с алевролитами; эта фация отложилась в обстановке склона прогиба. Третья фация, собственно прогиба, представлена чередующимися кремнистыми сланцами, алевролитами и доломитами.

В более молодой группе Финнис-Ривер наблюдается также сильная фашиальная изменчивость, но направленная с запада на восток. Западная, или краевая, фация (мощностью до 1500 м) сложена кварцевыми конгломератами, глинистыми кварцевыми аренидами и алевролитами. В фации прогиба мощностью до 2400 м преобладают алевролиты и аргиллиты, местами обе фации в верхах содержат прослой лав и их туфов основного состава на востоке и кислого на западе. Краевая фация согласно перекрыта третьей фацией этой группы — мелководными кварцевыми песчаниками Чиллинг, распространенными на западе и юго-западе района. В восточной части прогиба Пайн-Крик отложения группы Финнис-Ривер отсутствуют. Здесь отложения группы Гудпарла перекрыты отложениями группы Саут-Аллигейтор — четвертого комплекса серии Эджиконди.

Группа Саут-Аллигейтор (мощностью около 600 м) ограничена на западе выступом архейского фундамента, вдоль которого развита прерывистая фация водорослевых доломитовых биогерм с линзами алевролита и кремния. Восточнее она переходит в кремнистые сланцы и далее на восток представлена алевролитами с прослоями аренида. Терригенный материал поступал с востока.

Уолпол (Walpole et al., 1968) считает, что после отложения групп Бачелор и Гудпарла в главном прогибе геосинклинали на западе произошло поднятие, с которого сносился материал для осадков группы Финнис-Ривер. Вдоль выступа древнего фундамента на востоке произошли разломы, в результате чего образовался горст, на котором развивались рифы группы Саут-Аллигейтор.



Рис. 11. Эскиз структуры Пайн-Крик (Malone, 1962)

1 — средний кембрий, группа Дейли-Ривер; 2 — верхний протерозой, группа Толмер; нижний протерозой; 3 — граниты; 4 — осадочные породы; 5 — архей, комплекс Хермит-Крик; 6 — геологические границы; 7 — линии простирания с преобладающими направлениями падения; 8 — оси антиклиналей, стрелка показывает направление погружения; 9 — оси синклиналей, стрелка показывает направление погружения; 10 — разломы, или зоны разломов

Весь комплекс осадков геосинклинали Пайн-Крик был смят в складки после отложения пород группы Саут-Аллигейтор. Оси нижнепротерозойских складок в восточной части структуры имеют северо-западное простирание, параллельное главной оси прогиба; в центре — северное, а на северо-западе — север-северо-западное (Malone, 1962). Оси складок изгибаются вокруг некоторых гранитных интрузий. Складки умеренно сжатые, падение на крыльях редко превышает 70° . Изоклиальная складчатость встречается только локально. Средне- и верхнепротерозойские отложения смяты очень слабо (рис. 11).

Наблюдаются две группы разрывных нарушений. Первая имеет северо-западное и северное простирание, параллельное осям складок. Образование этих разломов связано со складкообразованием в прогибе Пайн-Крик.

Вторая группа разломов имеет северо-восточное простирание. Они пересекают оси складок. К этой группе относится гигантский разлом Рифа, который может быть охарактеризован как поперечный сдвиг с амплитудой перемещения около 5 км. Многие разломы этой группы являются сдвигами. Они образовались после завершения складкообразования, нарушая верхнепротерозойские и нижнепалеозойские породы.

В районе Катерин-Дарвин довольно широко распространены гранитные интрузии. Граниты внедрялись в основном после завершения складкообразования. Произведен ряд определений возраста гранитов К-Аг методом (Fisher, 1960; Compston, Arriens, 1968). Возраст самого крупного гранитного массива Каллен 1830 млн. лет, а гранитов более мелких массивов 1800–1500 млн. лет.

Складчатый пояс Теннант-Крик

Отделяясь от складчатой структуры Пайн-Крик обширной площадью, покрытой отложениями чехла древней платформы, в центральной части Северной Территории выступает складчатый пояс района Теннант-Крик. Его образуют смятые в складки породы нижнего и среднего протерозоя, слагающие хребты Ашбертон, Мерчисон и Девенпорт (см. рис. 8).

Основание разреза слагают породы группы Уорраунга. Они представлены богатыми кварцем граувакками, песчаниками, алевролитами и сланцами, образующими толщу мощностью более 900 м (Brown et al., 1968). Породы сильно деформированы, но слабо метаморфизованы. Большая часть пород группы отложилась в относительно глубоководных условиях, только песчаники представляют сравнительно мелководные образования. Породы группы Уорраунга несогласно перекрыты слоями группы Хатчес-Крик.

Группа Хатчес-Крик сложена сильно обогащенными кварцем песчаниками, которые в низах разреза становятся глинистыми с подчиненными глинистыми сланцами и алевролитами. В нижней части разреза появляются, кроме того, потоки порфировых риолитов, андезитов и базальтов. В песчаниках часто наблюдается косая слоистость; это характеризует мелководность отложений. Общая мощность разреза превышает 7500 м.

Породы этой группы не метаморфизованы, за исключением участков, расположенных близ зон дробления и интрузий. Местами этот комплекс прорывают интрузии габбро и гранитоидов (Smith et al., 1961). Почти все интрузивные массивы приурочены к приподнятым осевым частям складок. Смит и другие относят группу Хатчес-Крик к низам среднего протерозоя (Карпентария), а Уолпол и др. (Walpole et al., 1965_{1,2}) считают, что ее можно отнести к нижнему протерозою (Наллагайн) на основании того, что этот комплекс прорывают интрузии возраста около 1800 млн. лет. Во всяком случае, в районе Теннант-Крик много гранитов возраста 1700–1400 млн. лет. По мнению Уолпола, главные проявления магматизма и минерализации в этом районе связаны с гранитами среднепротерозойского возраста. Так, с гранитами возраста 1630 млн. лет связана золоторудно-висмутовая и вольфрамо-висмутовая минерализация провинции Теннант-Крик (месторождения Теннант-Крик и Хатчес-Крик).

В районе хребта Ашбертон, севернее Теннант-Крика, имеется разрез мощностью более 3000 м; его слагают песчаники и конгломераты с косой слоисто-

стью, местами песчаники переслаивают базальты; встречаются интрузии кварцевых порфиров (Brown et al., 1968). Разрез группы Ашбертон очень сходен с разрезом группы Хатчес-Крик. Природа контакта между этим комплексом и подстилающей его группой Уоррамунга неясна, но здесь, вероятно, имеется несогласие. Этот разрез можно отнести к среднему протерозою (Карпентарию). Простираение осей складок пояса Теннант-Крик северное и северо-западное. Складки слабо сжатые, углы падения на крыльях не превышают $60-70^{\circ}$.

Складчатый пояс Теннант-Крик по возрасту, характеру слагающих его формаций и направлению осей складок можно сравнивать со складчатой структурой Пайн-Крик, продолжением которой, быть может, он и является.

ВОСТОЧНЫЕ КРАЕВЫЕ БЛОКИ

Складчатый пояс Маунт-Айза

Этот складчатый пояс расположен в Северо-Западном Квинсленде. Он выведен на поверхность в блоке Маунт-Айза; последний с запада и юго-запада окружен отложениями чехла древней плиты, а с севера, северо-востока и юго-востока — отложениями молодой плиты (субсинеклиза Карпентария и Великий Артезианский бассейн).

Район Маунт-Айза-Клонкарри сравнительно хорошо изучен как издавна известный, очень важный рудный район. Площадь района покрыта региональной геологической съемкой масштаба 1:250 000, отдельные районы — более крупномасштабной. Многочисленные детальные исследования были положены в основу сводных работ Картера и др. (Carter, Brooks, 1960; Carter et al., 1961). Возраст отложений был уточнен несколько позже благодаря радиометрическим определениям (Richards, 1966; Richards et al., 1963, 1966; Compston, Arriens, 1968). Все новейшие данные по геологии этого района сведены в работе Брауна и др. (Brown et al., 1968). Эти работы положены в основу нашего описания.

Самыми древними породами являются породы метаморфических комплексов Яринга и Лейкхардт. Картер и др. метаморфический комплекс Яринга предположительно относили к архею. Эти породы развиты в небольшом районе южнее и севернее рч. Яринга-Крик на юго-восток от рудника Маунт-Айза. Они представлены мигматитами, гнейсами, слюдяными и кварц-слюдяными сланцами, кварцитами и рассланцованными конгломератами. Метаморфические породы не перекрыты более молодыми формациями, а прорваны гранитами Сибелла (возраст около 1800 млн. лет). Они отнесены к архею лишь на основании интенсивного метаморфизма, а также потому, что простираение складок этого комплекса отличается от простираения складок других более молодых комплексов. Нам представляется, что этого недостаточно для отнесения метаморфического комплекса Яринга к архею, скорее всего его следует относить к низам нижнего протерозоя (Наллагайн, см. рис. 3).

Метаморфический комплекс Лейкхардт, по-видимому, отделен несогласием от комплекса Яринга. Его слагают гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, метадациты и метариолиты. Метаморфизм этого комплекса достигает амфиболитовой фации. Первично эти породы представляли собой риолиты и дациты с прослоями терригенного материала.

Предполагают, что древнейшие нижнепротерозойские (и архейские?) породы на западе слагают форланд геосинклинального прогиба Маунт-Айза, в котором отложилась мощная толща осадков и лав нижнего и среднего протерозоя. Древнейшие породы выходят на поверхность также в узкой меридиональной зоне примерно посреди прогиба, восточнее Маунт-Айза, которая делит его на два трога — западный и восточный. Эта узкая зона, возможно, представляла собой шовную кордильеру, которая существовала длительное время на разных стадиях развития геосинклинали. Она являлась то подводным поднятием, то островной дугой, то узким полуостровом, который протягивался с севера на юг (рис. 12).

Геологический разрез и история развития. Начало прогибания геосинклинали отмечается излияниями лав риолитового и дацитового состава,

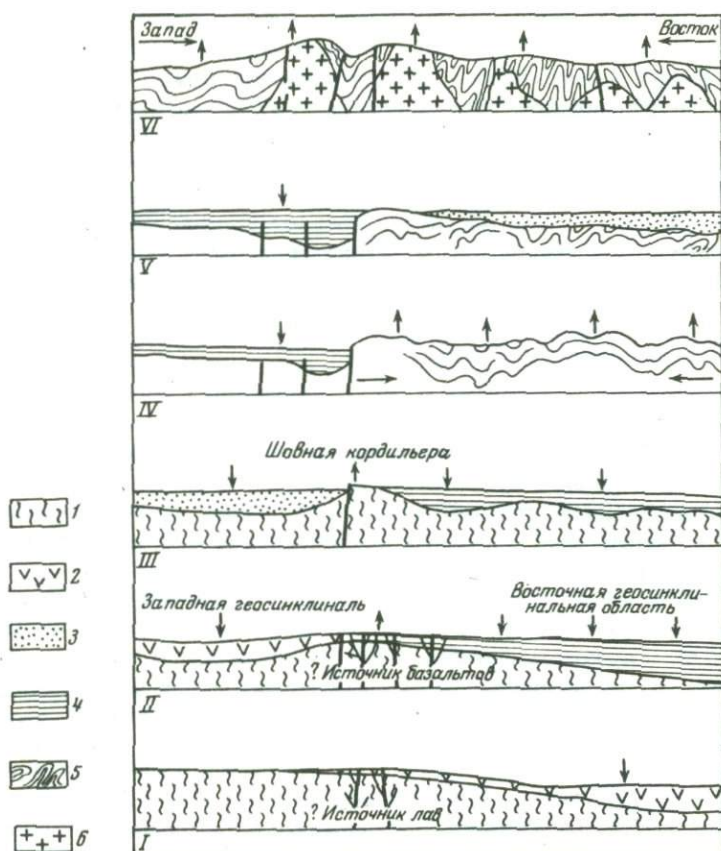


Рис. 12. Стадии развития орогенического пояса Маунт-Айза (Carter, Brooks, 1960)

1 - кристаллический фундамент; 2 - лавы основного и кислого состава; 3 - песчаные отложения; 4 - алевролиты, доломиты и песчаники; 5 - отложения протерозоя, ранее смятые в складки; 6 - граниты

которые слагают формацию Аргилла мощностью около 3000 м. На востоке лавы перемежаются с печано-сланцевыми породами формации Солджерс-Кап. Гранит Эвен, возраст которого Ричардсом и др. (Richards et al., 1966) определен в 1780 млн. лет, прорывает формацию Аргилла до начала следующей фазы вулканизма (эффузивы Истерн-Крик). Таким образом, формация Аргилла не моложе нижнего протерозоя (Наллагайн).

Позднее район, сложенный кислыми эффузивами, был покрыт толщей мощностью до 2400 м песчанистых осадков (кварциты Линдер, Маунт-Гайд и Боллара), которые первоначально сносились с запада. В восточной части геосинклинали в это время продолжалось отложение осадков формации Солджерс-Кап (табл. 2).

Коренные изменения в геосинклинали произошли в связи с воздыманием осевого хребта, или шовной кордильеры (см. рис. 12, III) меридионального направления. Восточный и западный трого, возникшие таким образом, продолжали существовать на протяжении всего развития геосинклинали, но история осадко-накопления и тектонического развития их различна.

Осевой хребет вскоре стал местом проявления основного вулканизма; в обоих трогох геосинклинали начала отлагаться мощная толща переслаивающихся базальтов и песчаных осадков (эффузивы Истерн-Крик и Марраба) мощностью около 3000 м в восточном прогибе и 6000 м в западном. Базальты протя-

Таблица 2. Схема стратиграфических взаимоотношений в геосинклинали Маунт-Айза (по Brown et al., 1968)

	Западный трог	Восточный трог		
Средний протерозой (Карпентарий)	Орогенез и внедрение гранита возраста 1540 млн. лет			
	Формация Лон-Хилл		Орогенез	
	Кварциты	Сланцы	Кварцит	Кварциты
	Плауд-Маунтин	Маунт-Айза	Дейтон	Напдейл, Роксмир
	Несогласие предполагаемое		Гранит	Несогласие
	Слои Джудин	Слои Майолли	Формация Корелла и ее аналоги	
			Кварцит Митакуди	Формация Солджерс-Кап
Эффузивы Истерн-Крик		Эффузивы Марраба		
Кварциты Линдер и Маунт-Гайд		Кварцит Боллара		
Несогласие				
Нижний протерозой	Гранит Эвен возраста 1780 млн. лет			
	Формация Аргилла			
	Метаморфический комплекс Лейкхардт			
	Несогласие, внедрение гранита Сибелла			
	Метаморфический комплекс Яринга			

гиваются далеко вкост простирания восточного трога, где на востоке переслаиваются с печано-сланцевой толщей формации Солджерс-Кап. Осевой хребет продолжал подниматься в течение всего периода вулканической деятельности.

Когда вулканическая деятельность ослабела, в восточном троге отложилась толща песчаных осадков (кварцит Митакуди) мощностью около 1200 м с подчиненными прослоями базальтов; эта толща замещается по простиранию формацией Солджерс-Кап.

После отложения песчаных осадков в восточном троге проявились значительные складкообразовательные движения и поднятия (см. рис. 12, IV). Эти движения положили конец отложению осадков формации Солджерс-Кап. Западный трог был мало затронут движениями. Они вызвали только локальные несогласия на восточном крае кордильеры.

После этих движений в восточном троге отложилась толща мощностью до 3000 м тонкослоистых доломитов с подчиненными слоями аргиллитов и доломитовой брекчии (формация Корелла). В настоящее время этот комплекс пород сильно изменен и представлен известково-силикатными породами, шиферными и кристаллическими сланцами.

Соотношения формации Корелла и ее аналогов с древними комплексами в разных местах различны. Наблюдаются согласное залегание, несогласное и угловое несогласие. Эта сложность обусловлена непостоянством движений в восточном троге, некоторые части которого поднимались над уровнем моря, в то время как другие претерпевали подводную эрозию, а иные были опущены на глубину. Брекчия в основании формации Корелла, возможно, отражает эти движения. К формации Корелла приурочено уранинито-ортиновое рудное тело месторождения Мэри-Катлин, имеющего практическое значение (Hughes, Munro, 1965).

Вслед за образованием формации Корелла и ее аналогов в восточном троге отложилась песчаная толща (кварциты Роксмир и Напдейл) мощностью, вероятно, около 1800 м. Это были мелководные образования.

В западном троге аналогами формации Корелла и покрывающих ее кварцитов являются слои Джудин и Майолли, представляющие фациальные комплексы. Слои Майолли выходят ближе к осевому хребту, а также хорошо развиты в северной части трога. Конгломераты и аркозы в этих слоях приурочены к основанию разреза, затем следуют кварцевые песчаники и подчиненные алевролиты и аргиллиты, в верхах появляются риолиты и базальты. Мощность слоев Майолли око-

до 6000 м. Слои Джудин развиты западнее и южнее слоев Майолли. Они представлены толщей мощностью 1800 м глинистых кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; материал сортирован хуже, чем в слоях Майолли; риолиты и базальты приурочены также к верхам разреза.

Отложение кварцитов Роксмир и Напдейл в восточном трого, как и слоев Джудин и Майолли в западном трого, завершилось главным орогенезом, захватившим весь восточный трог и проявившимся на восточной окраине западного трого. Вероятно, с этими орогеническими движениями связаны также гранитные интрузии, внедрившиеся в осадки восточного трого.

В связи с этими движениями процесс седиментации в восточном трого ослабел. После периода эрозии, во время которой поверхность суши была сильно изрезана, в восточном трого с запада снова распространились песчаные отложения (кварцит Дейтон). В дальнейшем седиментация, по-видимому, прекратилась и история развития трого завершилась орогенезом в конце среднего протерозоя (Карпентария).

В западном трого в период между двумя орогенезами накопилась толща осадков максимальной мощностью более 6000 м. Терригенный материал поступал с севера и востока с осевого хребта. Самая глубоководная часть трого, вероятно, располагалась на юге близ хребта. Здесь накапливалась толща тонкослойных глинисто-доломито-алевролитовых пород (сланцы Маунт-Айза). Более тонкими микроскопическими исследованиями обнаружено, что часть основной массы представляет собой исключительно тонкий девитрифицированный вулканический пепел (Ostic et al., 1967). Этот пепел мог поступать с островной дуги, которой являлся в то время срединный хребет, где, вероятно, почти никогда не затухала вулканическая деятельность.

К сланцам Маунт-Айза на месторождении Маунт-Айза приурочены крупные стратиформные серебро-галенит-сфалерит-пиритовые и халькопирит-пиритовые рудные тела, имеющие большое экономическое значение.

В других частях западного трого накапливались разнообразные осадки (слои Сарпрайз-Крик и Плауд-Маунтин). Они сложены конгломератами, песчаниками, часто глинистыми, алевролитами, аргиллитами и доломитами. Наблюдается большая фациальная изменчивость, доломиты лучше всего представлены в центральной и северной частях трого, местами здесь развиты водорослевые биогермы. В восточную часть трого, особенно на юге, сносился относительно крупный обломочный материал, богатый кварцем; по направлению к западу начинают преобладать алевролиты и аргиллиты, а на юго-западе отлагались конгломераты и аркозы (слои Мингера).

На слоях Плауд-Маунтин на северо-западе района согласно залегают богатые кварцем граувакки, алевролиты с риолитами в нижней части разреза и аргиллитами в его верхах (формация Лон-Хилл).

Отложение осадков формации Лон-Хилл прекратилось в связи с главной фазой орогенеза, проявившейся и в западном, и в восточном трогох. Орогеническая деятельность сопровождалась интрузиями гранитоидов. Последующее осадконакопление имело сугубо местный характер, ограничивалось отложением песчаников и конгломератов, относимых по возрасту к системе Аделаида или, возможно, к кембрию.

Район отличается длинной и сложной историей интрузивной деятельности на протяжении нижнего и среднего протерозоя.

Состав гранитных пород варьирует от высококалиевых роговообманково-биотит-микроклиновых гранитов до богатых биотитом гранодиоритов и адамеллитов. Известно девять крупных гранитных тел разного возраста (Калкадун, Эвен, Николсон, Уимберу, Нараку, Уилльямс, Сибелла, Уонга и Уэбберра).

Согласно определениям абсолютного возраста (Compston, Arriens, 1968; McDougall, 1968), возраст гранита Калкадун - 1760 млн. лет, возраст гранита Эвен - около 1800 млн. лет. Согласно новым радиометрическим определениям, возраст более ранней фазы внедрения гранита Калкадун - 1970 ± 51 млн. лет (Farquharson, Wilson, 1971). Фаркхарсон и Уилсон считают, что этот многофазный гранит сечет как фундамент, так и верхний структурный комплекс в районе Маунт-Айза. Рассел (Russell, 1972) отмечает, что гранит Эвен и гра-

нит Сибелла также представляют собой сложные многофазные интрузии. Наиболее молодая фаза гранита Сибелла связана, вероятно, с заключительной фазой орогенеза в геосинклинали Маунт-Айза; она датируется 1540 млн. лет (Rb-Sr методом по мусковиту). С этой фазой связаны, вероятно, поля мусковитовых и редкометалльных пегматитов Майка-Крик и Гала-Крик, расположенные к югу от рудника Маунт-Айза.

Гранит Уимберу имеет тот же возраст (1530 млн. лет).

Структура. В восточном трого и внутри срединного хребта породы подверглись, по крайней мере, двум фазам складкообразования, и структура здесь очень сложная. Простираения осей складок обычно близки к меридиональным. Но на широте Клонкарри отмечаются отклонения к широтным простираениям; здесь отражаются, вероятно, совсем ранние тектонические элементы (рис. 13). Многие складки имеют тенденцию к опрокидыванию, в западной и центральной частях района они опрокидываются на запад, а в восточной - на восток. Наблюдаются крупные региональные разломы. Большая часть сбросов относится к сопряженной системе и имеет северо-западное и северо-восточное простираение.

Надвиг Клонкарри представляет собой крутой обратный сброс с падением на восток, по которому формация Солджерс-Кап надвинута на формацию Корелла. Во многих районах развиты сбросы по простираению (параллельные сбросы).

В западном трого над складчатостью преобладают разломы. Некоторые разломы были непрерывно активны во время погружения трого, но преобладают обращенные сбросы, образовавшиеся в конце ниже- и среднепротерозойских движений. Наиболее важными являются сброс Маунт-Айза и система сбросов Маунт-Гордон, которые простираются на север-северо-восток в 65 км севернее Маунт-Айзы. Западнее зоны сбросов Маунт-Гордон линейные структуры выражены слабо, крупные складки обычно представлены сложными куполами и мульдами. Небольшой гранитный массив Умберра восточнее Лон-Хилла выходит в ядре самой большой купольной структуры.

Наблюдается сильная складчатость с меридиональным направлением осей между системой сбросов Маунт-Гордон и срединным хребтом. Это узкие, погружающиеся на север антиклинали, окруженные узкими синклиналями. Сланцы Маунт-Айза слагают срезанное восточное крыло одной из таких синклиналей.

Сброс Маунт-Айза представляет собой крутой обратный сброс со значительным горизонтальным смещением. Он падает на запад под углом около 65° . Это сброс по плоскости напластования. На западном его крыле слои Джудин опрокинуты, а сланцы Маунт-Айза восточного крыла имеют нормальное залегание. Амплитуда смещения значительна. Подвижки по сбросу происходили как до, так и после внедрения гранитов. Система сбросо-сдвигов в сланцах Маунт-Айза нарушена движениями по сбросу Маунт-Айза. На руднике Маунт-Айза поперечные сбросы растяжения секут меридиональные параллельные сбросы. Поперечные сбросы считают дорудными, но могли быть и послерудные поперечные сбросы.

Блок Джорджтаун

В северо-западном углу континента, в Северном Квинсленде, расположен блок Джорджтаун. С юга и юго-запада он ограничен Великим Артезианским бассейном, с запада и северо-запада - субсинеклизой Карпентария, а с востока - Тасманской складчатой системой варисцид.

Австралийские геологи вслед за Уайтом (White, 1961) называют эту структуру "тектоническим окном докембрия". Здесь выходят в ядрах проблематично архейские (?) высокометаморфизованные складчатые породы. Но скорее всего весь этот блок представляет собой отторгнутую глыбу нижнепротерозойского складчатого пояса, претерпевшую многократный диастрофизм в последующие эпохи.

На тектонической схеме Хиллса (Hills, 1965), как и на тектонической карте Австралии (1960), между блоком Джорджтаун и нижнепротерозойским складчатым поясом Маунт-Айза показан погребенный хребет Эурока, сложенный предположительно докембрийскими породами.

Площадь района покрыта региональной геологической съемкой масштаба 1:250 000 (White, 1962). Многочисленные работы Уайта и других исследовате-

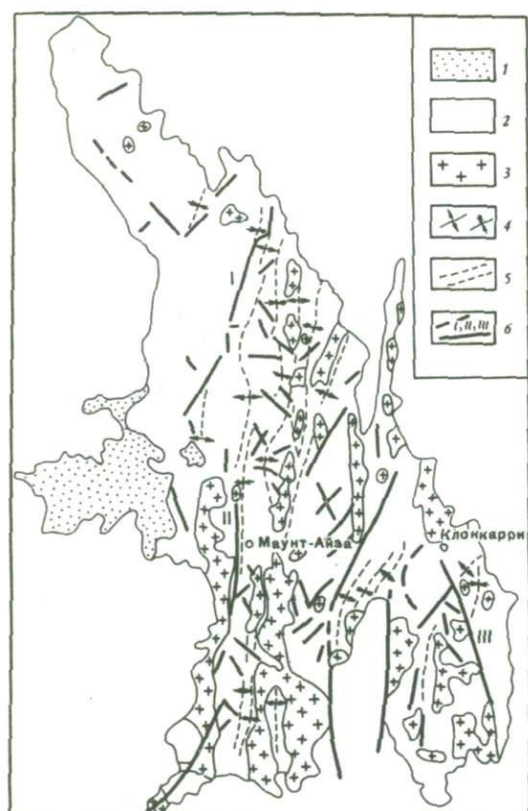


Рис. 13. Схематическая структурная карта Северо-Западного Квинсленда (Carter, Brooks, 1960)

1 - верхний протерозой; 2 - нижний протерозой; 3 - граниты; 4 - элементы залегания; 5 - оси антиклиналей и синклиналей; 6 - разрывные нарушения: I - сброс Маунт-Гордон, II - сброс Маунт-Айза, III - надвиг Клонкарри

лей в последние годы сильно продвинули изучение геологического строения района. Сводкой этих данных является работа Уайта (White, 1965). Изучению магматизма этого района в связи с тектоникой посвящены работы Брэнча (Branch, 1966^{1,2}).

Значительные изменения претерпели данные о возрасте вулканоплутонических комплексов в результате новых радиологических определений (Richards et al., 1966^{2,3}).

Стратиграфия и возраст. Самыми древними породами района являются породы метаморфического комплекса Эйнасли. Его слагают гранито-гнейсы, полосчатые гранулиты и мигматиты. Нет резкой границы между гнейсами и гранулитами, между ними наблюдаются постепенные переходы. Многие богатые розовой обманкой породы характеризуют альмадин-амфиболитовую фацию метаморфизма, обусловленную регрессивным метаморфизмом пород гранулитовой фации, связанным с гидротермальными процессами.

Метаморфический комплекс Эйнасли слагает широкий пояс в центральной части блока Джорджтаун. Уайт (White, 1961, 1962, 1965) относит этот комплекс условно в архею. На схеме корреляции разрезов докембрия, приведенной в работе Брауна и др. (Brown et al., 1968), этот комплекс отнесен к нижнему протерозою (Наллагайн) и сопоставляется с метаморфическим комплексом Яринга складчатого пояса Маунт-Айза.

Нам представляется более правильным относить этот комплекс к нижнему протерозою (см. рис. 3), хотя не исключено, что нижняя часть его сформировалась еще в архее (?).

Несогласно на метаморфическом комплексе Эйнасли залегают породы очень слабо метаморфизованной формации Этеридж. Они образовались, по мнению Уайта (White, 1961, 1965), в "геосинклинали" Этеридж в течение протерозоя. Максимальная мощность этих отложений в западной части структуры достигает 10 км, а в восточной - 5 км. Формацию слагают песчаники, алевролиты, карбонатные алевролиты и аргиллиты. Местами в результате контактного воздействия

гранитного батолита Форсайт и других меньших гранитных массивов они превращены в роговики, филлиты и аспидные сланцы. Данные определений абсолютного возраста гранита Форсайт К-Аг методом дали цифры, близкие к 1200 млн. лет (Richards et al., 1966^{2,3}). Это позволяет относить формацию Этеридж к среднему протерозою (Карбентарию).

Вдоль долины р. Лангдон формация Этеридж согласно перекрывается и фациально замещается породами формации Лангдон-Ривер, предоставленными аргиллитами и кварцевыми алевролитами с подчиненными слоями кварцевых граувакк. Мощность этой формации около 3 км.

В самой восточной части района впадину, опустившуюся вдоль разломов, слагает толща эффузивов Кройдон. Эффузивы изливались, по-видимому, на протерозойские песчаники, ксенолиты которых встречаются внутри эффузивов.

Они представлены лавами риолито-дацитового состава и сопровождаются сваренными туфами. Структура пород чаще мандельштейновая, реже флюидальная. Мощность толщи достигает 400 м.

Предыдущие исследователи, как и Уайт в своих ранних работах, считали эффузивы Кройдон каменноугольными или пермскими. Возраст этих эффузивов, определенный рубидий-стронциевым методом (Richards et al., 1966^{2,3}), составляет около 1380 млн. лет, что позволяет относить их к верхнему протерозою, тем более что верхней возрастной границей являются прорывающие их граниты Эсмеральда возраста 600-700 млн. лет (рис. 14). Литологически эффузивы Кройдон очень сходны с эффузивами Вултана и эффузивами Рупена, относимыми к низам системы Аделаида.

Такая аналогия нам представляется вполне возможной. Эффузивы Кройдон могут слагать краевую часть выходящей здесь на поверхность восточной ветви складчатой системы Аделаида.

После работ Ричардса, Уайта и др. (Richards et al., 1966^{2,3}), посвященных хронологии кислых изверженных пород Северного Квинсленда, по-иному приходится рассматривать возраст гранитоидов этого района, которые были выделены Уайтом (White, 1962). Гранитоиды Дамбано, Форсайт, Дидо, Мак-Киннонс-Крик и Робин-Худ ранее относили к нерасчлененному протерозою, а гранитоиды Эсмеральда, Одни, Элизабет-Крик, Лохабер и Багетаун - к верхнему палеозою.

В настоящее время протерозойскими, вернее верхнепротерозойскими, можно считать гранитоиды батолита Форсайт, граниты Робин-Худ и Эсмеральда (600-1200 млн. лет; см. рис. 14). К нижнему палеозою можно отнести граниты Дамбано, Дидо и Мак-Киннонс-Крик (370-480 млн. лет).

И, наконец, третий комплекс гранитов - верхнепалеозойский (260-370 млн. лет), к которому относятся граниты Элизабет-Крик и Одни, образующие кольцевые комплексы.

Кольцевые комплексы Лохабер и Багстаун, возраст которых радиометрически пока не установлен, прорывают нижнепалеозойские граниты Дамбано, поэтому они могут быть не древнее верхнепалеозойских.

Следует заметить, что верхнепротерозойские гранитоиды распространены в западной части блока Джорджтаун, а палеозойские - в его восточной и юго-восточной частях. Гранитоиды блока Джорджтаун петрографически относятся к гранитам, адамеллитам и гранодиоритам. С верхнепротерозойскими гранитами Форсайт связаны редкометалльные пегматиты, не имеющие пока практического значения.

Нижнепротерозойские породы интродуцируют силлы и дайки долеритов, относимые к группе Кобболд. Они смяты в складки вместе с породами нижнего протерозоя и прорваны гранитами батолита Форсайт. Долериты часто метаморфизованы до амфиболитов. Среди нижнепротерозойских пород наблюдаются также тела серпентинитов и габбро, их интродуцируют нижнепалеозойские граниты Мак-Киннонс-Крик.

История развития структуры. Порода протерозоя местами смяты в широкие антиклинальные и синклиналильные складки с погружением осей под углом от 25 до 35° на запад и северо-запад. Местами складки узкие, сжатые, изоклинальные. Оси этих складок сильно изгибаются, простирание их меняется

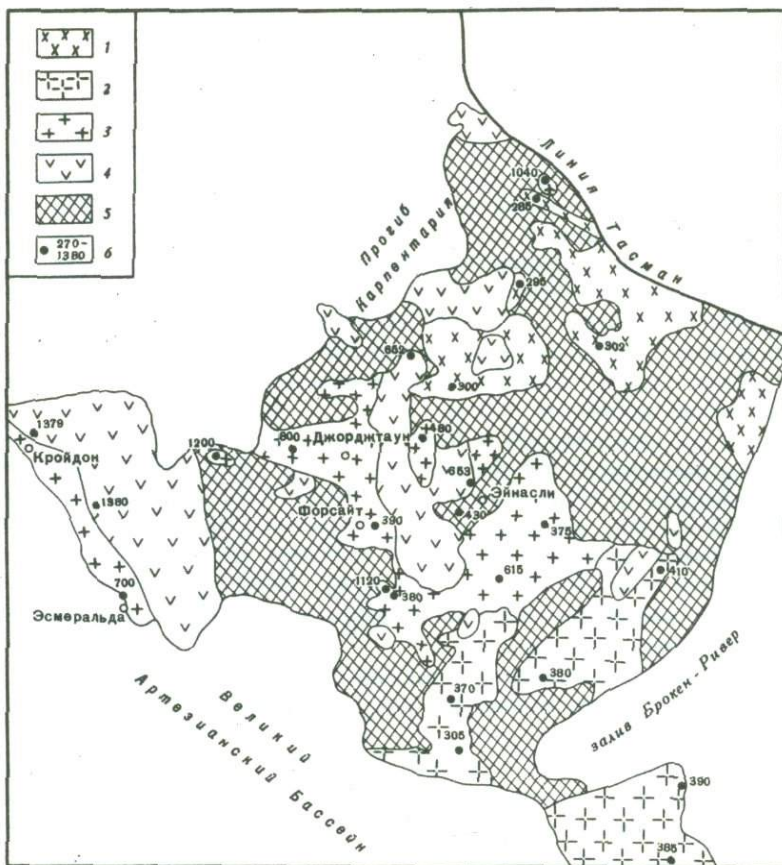


Рис. 14. Обобщенная геологическая карта блока Джорджтаун (Richards et al., 1963) с изменениями

1 - граниты верхнего палеозоя (370-260 млн. лет); 2 - граниты нижнего палеозоя (480-370 млн. лет); 3 - граниты верхнего протерозоя (1200-615 млн. лет); 4 - кислые эффузивы; 5 - метаморфические породы докембрия; 6 - возраст, млн. лет

от северо-восточного до северного в северо-западной части блока и от южного до восточного в южной и восточной его частях.

Но самую большую роль в тектоническом развитии района играли разломы. Эти разломы, образовавшиеся в нижнепротерозойском консолидированном складчатом фундаменте, активизировались последовательно в верхнем протерозое и палеозое, отражая процессы складкообразования, которые протекали в соседней с запада геосинклинали Аделаида и в Тасманской геосинклинальной области на востоке.

Впадина Кройдон на западном крае, по мнению Брэнча (Branch, 1966^{1,2}), представляет собой кальдеру. Эта кальдера окаймляется серией прямолинейных разломов длиной от 50 до 80 км каждый; эти разломы параллельны главным разломам и линеаментам в докембрийском фундаменте, которыми они, вероятно, контролируются. Древние докембрийские разломы были активизированы в начале верхнего протерозоя под воздействием растягивающих сил, и вязкие риодацитовые лавы были экструдированы из трещин и жерл вдоль ограничивающих кальдеру разломов (Branch, 1966^{1,2}). Разломы внутри кальдеры, возможно, связаны с внедрением гранита Эсмеральда, который прорывает эффузивы Кройдон вдоль их северо-западной границы в конце верхнего протерозоя.

Формирование гранитов в центральной части блока происходило, по-видимому, в несколько фаз, каждая из которых была связана с активизацией древних

разломов фундамента. Так, в гранитах группы Форсайт, возраст которых определяется в основном как верхнепротерозойский, наблюдаются гранитные тела, имеющие возраст от 380 до 480 млн. лет. Эти определения дают основание предполагать существование нижнепалеозойской магматической активности, которая проявлялась по оживлявшимся в это время разломам фундамента.

Верхнепалеозойские гранитные интрузии образуют большей частью кольцевые комплексы (Элизабет-Крик, Лохабер, Багстаун).

Кольцевые комплексы на других континентах обычно приурочены к зонам более молодых разломов в древнем докембрийском фундаменте, расположенном по соседству с геосинклинальной областью, где одновременно шли процессы складкообразования. Такие кольцевые комплексы, например, известны в Восточно-Африканско-Мадагаскарском поясе активизации, расположенном рядом с байкальской геосинклинальной областью (Колотухина и др., 1964).

В восточной части блока Джорджтаун процессы тектономагматической активизации проявились в конце нижнего и в верхнем палеозое; в то же время в соседней с востока Тасманской геосинклинальной области проходили складкообразовательные процессы.

Учитывая последние радиологические определения возраста (Richards et al., 1966^{2,3}) и данные бурения в прогибе Карлентария (Meyers, 1969), мы делаем вывод, что блок Джорджтаун (вместе с небольшим блоком мыса Йорк) представляет собой изолированный крайний восточный отторженец древнего Австралийского щита. Объединять его с блоком Маунт-Айза, как это делает на своей тектонической карте Н.А. Богданов (1967), неправильно. Весьма вероятно, что между этими блоками под покровом мезо-кайнозойских отложений молодой плиты проходит восточная ветвь байкальской складчатой системы Аделаида. Это доказывается верхнепротерозойским возрастом эффузивов Кройдон и гранита Эсмеральда западного края блока Джорджтаун. Кроме того, скважина, пробуренная у самого южного края залива Карлентария, обнаружила ледниковые отложения с тиллитами, весьма сходные с отложениями серий Стерт или Марино системы Аделаида (Meyers, 1969).

Глава IV

ЮЖНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ЩИТ И АДЕЛАИДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Блок Голер

На п-ве Эйр в штате Южная Австралия выходят на поверхность метаморфические породы комплекса основания. К востоку от блока Голер располагается геосинклинальная система Аделаида. Самые древние породы этого комплекса (возможно, частично) имеют архейский возраст. Их прорывают граниты возраста 1930 млн. лет (Compston, Arriens, 1968) (см. рис. 3).

Наиболее древние породы группы Флиндерс в северной части полуострова представлены различными парагнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами, метамфиболитами, подчиненное значение имеют кварциты и доломиты. Мощность группы около 9000 м (Thomson, 1965, 1966). Гранито-гнейсы богаты амфиболом, часто содержат гиперстен, наблюдаются линзы гиперстеновых гранулитов или чарнокитов в южной части полуострова (Wilson, 1958²).

Породы группы Флиндерс согласно перекрыты породами группы Хатчинсон, представленными слюдяными сланцами, слюдястыми и гематитовыми кварцитами, слоистыми амфиболитами и доломитами, мощность группы около 6000 м (Brown et al., 1968). Кварциты переходят в полосчатые железные руды, мощность их пластов достигает 15 м.

Более молодой комплекс относится к группе Миддлебек, породы которой слагают хребет Миддлебек. Она сложена глинистыми сланцами, доломитами, кварци-

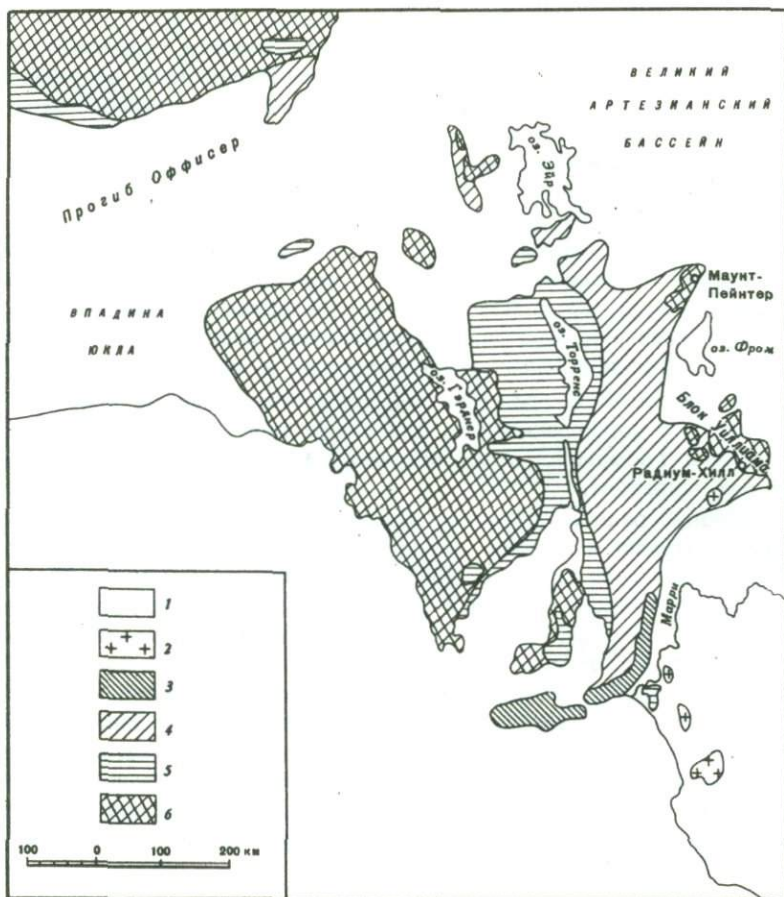


Рис. 15. Тектоническая схема Южной Австралии (Thomson, 1965)

1 – мезо–кайнозойские отложения чехла молодой плиты; 2 – нижнепалеозойские граниты; 3 – нижнепалеозойские отложения прогиба Канменту; 4 – верхнепротерозойские – нижнекембрийские образования геосинклинали Аделаида; 5 – горизонтально лежащие или полого смятые отложения чехла древней платформы; 6 – архейско (?) – нижнепротерозойские породы блоков Маунт-Пейнтер и Уильяма и кристаллический фундамент блоков Голер и Масгрейв

тами с приуроченными к ним залежами железных руд. В результате гранитизации эти породы частично превращены в гнейсовый комплекс. Нижняя часть этого комплекса ранее относилась к архею, верхняя – к нижнему протерозою. Скорее всего, весь этот комплекс относится к нижнему протерозою (Наллагайн?).

Выше залегает формация Мунаби, но соотношение ее с группой Миддлбек плохо изучено (Thomson, 1966). Она представлена кремнистыми метаморфизованными породами и риолитами. Томсон считает, что эффузивная фация Мунаби может являться аналогом эффузивов Голер-Рейндж, имеющих такой же риолитовый состав. Но нижняя часть разреза, по его мнению, древнее. Граниты, прорывающие формацию Мунаби и залегающие под эффузивами Голер-Рейндж, по Компстону и др. (Compston et al., 1966), имеют возраст около 1600 млн. лет, а некоторые из них – 1800 млн. лет. Возраст эффузивов Голер-Рейндж 1540 млн. лет.

С крупным несогласием на эффузивах Голер-Рейндж и на формации Мунаби залегает комплекс Корунна, который содержит в нижней части валуны порфиров Мунаби и гальку пород железорудной формации группы Миддлбек. Кроме конгломератов, комплекс Корунна слагает песчаники, глинистые сланцы и доломиты. Его прорывают граниты, имеющие возраст 1490 млн. лет. Этим комплексом, по-видимому, заканчивается средний протерозой (Карпентарий).

На конгломерате Корунна несогласно залегает эффузивный комплекс Рупена, датированный 1350 млн. лет и относимый уже к верхнему протерозою (Аделаида).

Восточная часть блока Голер покрыта чехлом осадочных пород, представляющих собой платформенные аналоги верхнепротерозойских и нижнекембрийских слоев геосинклинальной системы Аделаида, которая располагается восточнее.

Томсон (Thomson, 1965) выделяет здесь отложения плиты Стюарт и др. (рис. 15). Слои залегают почти горизонтально, лишь местами смяты в небольшие пологие складки (близ разломов), мощность этих отложений невелика.

Некоторые авторы (в частности, Хиллс и Уилсон) считают блок Голер продолжением Западно-Австралийского шита. Гнейсовый комплекс южной части шита Голер сходен с комплексами юго-восточной части ядра Йилгарн (блок Олбани-Эсперенс). Может быть, это послужило основанием для объединения блоков Масгрейв и Голер, которое сделал Н.А.Богданов (1967) на своей тектонической карте Восточной Австралии, но это едва ли верно.

АДЕЛАИДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В юго-восточной части штата Южная Австралия и на северо-западе штата Новый Южный Уэльс, на границе между древней Австралийской платформой на западе и варисийскими геосинклинальными структурами восточной части континента, располагается раннепалеозойская (байкальская) складчатая область, которую австралийские геологи называют геосинклиналью Аделаида. Она прослеживается от Индийского океана на юге (о.Кенгуру) на север. Отложения ее слагают хребты Маунт-Лопти и Флиндерс. Примерно на 39° ю.ш. от основного ствола ответвляется зона хребта Олэри северо-восточного простирания, которая отгибает с юга блок Брокен-Хилл. К востоку от этого блока простирания складок в зоне Олэри меняются на меридиональные, и они постепенно переходят в структуры складчатой зоны Барьерного хребта.

На севере и юго-востоке Аделаидская складчатая область погружена под осадки чехла эпиварисийской плиты (Великий Артезианский бассейн, впадина Марри), но в северо-западной части блока Джорджтаун (эффузивы Кройдон) обнаружен выход на поверхность этой ветви байкалитид, а глубоким бурением в южной части залива Карпентария установлено наличие этой структуры под чехлом (Meyers, 1969).

В середине XIX в. в блоке Брокен-Хилл были открыты серебро-свинцово-цинковые месторождения, получившие мировую известность. С этого времени началось систематическое изучение геологии района Брокен-Хилл и сопредельных районов. В результате многочисленных исследований была создана стратиграфическая схема верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений и сведены данные по геологическому строению Южной Австралии ("Geology of South Australia...", 1958).

В последние годы геологами, занимающимися изучением Аделаидской складчатой области, - и в первую очередь Томсоном (Thomson et al., 1964; Thomson, 1965, 1969), была составлена новая стратиграфическая схема верхнего протерозоя этого района и установлены соотношения системы Аделаида с древним фундаментом (Thomson, 1966). В то же время Геологической службой штата Новый Южный Уэльс проводилась геологическая съемка в масштабе 1:250 000, описания листов которой появляются в печати (Rose, 1968).

В 1967 г. вышла в свет книга Н.А.Богданова, в которой использованы личные наблюдения автора во время поездок с местными геологами в районах Брокен-Хилл, Маунт-Лопти и Барьерного хребта, а также данные, не опубликованные и опубликованные по 1965 г. включительно.

В настоящей работе мы приводим геологическое описание района, пользуясь данными Н.А.Богданова (1967), а также данными публикаций, почему-либо не использованных им и более поздними. Самый свежий материал по геологии Нового Южного Уэльса помещен в книге под редакцией Пакама (Packham, Ed., 1969); стратиграфии и структуре северо-восточной части Барьерного хребта посвящена статья Уорда и др. (Ward et al., 1969).

Стратиграфия. Самые древние метаморфические породы в Аделаидской складчатой области слагают блок Брокен-Хилл, который Н.А.Богданов (1967) справедливо считает срединным массивом, а также ядра крупных антиклинальных структур. Они образуют кристаллический фундамент, на котором заложилась Аделаидская геосинклиналь.

Наиболее широко эти породы распространены в пределах срединного массива Брокен-Хилл, где они впервые были выделены Моусоном (1912) в серию Уилльяма. В этой серии залегают стратиформные рудные тела серебро-цинково-цинковых месторождений Брокен-Хилл. Серию Уилльяма слагают породы, характеризующиеся высокой степенью метаморфизма, достигающей гранулитовой и амфиболитовой фаций (Richard et al., 1963; Bims, 1964; Pidgeon, 1967; Vernon, 1969). В них преобладают разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы и полосчатые железорудные формации (Richards S., 1966). Они содержат такие минералы, как силлиманит, гранат, кордиерит, андалузит, ставролит и др. На основании изучения химического состава пород Ричардс утверждает, что первичные осадки серии Уилльяма представляли собой вулканогенные граувакки с прослоями лав существенно андезитового состава и химические осадки. Общая мощность серии, по мнению Томсона (Богданов, 1967), более 15 км. Комплекс пород имеет ярко выраженный полиметаморфический характер. Ряд наложенных фаз метаморфизма обусловил очень широкий диапазон возрастных определений.

Метаморфические породы прорваны интрузиями гранитоидов, серпентинитов и долеритов. Большинство интрузивных пород также сильно метаморфизовано и дислоцировано. По мнению Пиджеона (Pidgeon, 1967), эти интрузии внедрились после завершения осадконакопления, около 1900 млн. лет назад (1820 ± 100 млн. лет). Позднее породы претерпели сильный метаморфизм в интервале 1650-1700 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

К юго-западу от Брокен-Хилла в сколовых зонах, секущих нижнепротерозойские породы, локализуются урановые тела месторождения Радий-Хилл. Возраст первичной минерализации здесь 1730 млн. лет. Северо-западнее Радий-Хилла находится урановое месторождение Крокер-Уэлл, возраст минерализации которого 1660 млн. лет (Wilson et al., 1960). К западу и к югу от Брокен-Хилла располагается пегматитовая провинция; здесь известны редкометальные пегматитовые тела, секущие гнейсы серии Уилльяма, возраст этих тел 1560 ± 40 млн. лет.

В центральной части массива Брокен-Хилл гнейсы прорваны "молодыми" гранитами Мандли-Мандли, богатыми щелочами, их возраст 1540 ± 40 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

Самый молодой возраст имеют наложенная минерализация и метаморфизм в месторождениях Радий-Хилл (690 млн. лет) и Крокер-Уэлл (580 млн. лет). Уилсон объясняет это более поздней магматической активностью в ослабленной зоне фундамента в связи с движениями в Аделаидской геосинклинали. Породы фундамента могли быть разбиты трещинами, по которым поднимались растворы, обусловившие вторичную минерализацию (Wilson et al., 1960).

В южной части хребта Маунт-Лофти древнейшие метаморфические породы фундамента обнажаются в осевых частях крупных антиклинальных структур. В пределах хребта Олэри метаморфические образования также выходят в ядрах антиклиналей. В северной части хребта флиндерс подобные образования представлены метаморфическим комплексом Маунт-Пейнтер, сходным с комплексом Уилльяма. Он сложен кварцитами, сланцами, гнейсами и содержит урановые тела (Brown et al., 1968).

Следующим возрастным комплексом в Аделаидской складчатой области является система (или серия) Аделаида. Термин "система Аделаида" ввел Дэвид (1922 г.) при описании мощного разреза докембрийских осадков, согласно подстилающих (хотя наблюдаются локальные несогласия) кембрий в Аделаидской геосинклинали. Основание системы в типичном районе было определено (Thomson, 1966) как основание слоев Коллана близ Вултаны.

В дальнейшем изложении мы будем следовать схеме Томсона (Thomson, 1966), не выделяя промежуточного комплекса (слои Уиллора), как это делает Н.А.Богданов (1967).

Слои одновозрастные со стратотипом Аделаида встречаются во многих районах Австралии (Brown et al., 1968) (см. рис. 3).

Радиометрически возраст основания системы Аделаида пока твердо не доказан. Слои основания системы в типичном районе близ Вултаны метаморфизованы, и по эффузивам Вултаны определен только минимальный возраст — 850 млн. лет. Петрографически сходные, сопоставимые с эффузивами Вултаны, эффузивы Рупена в блоке Голер имеют возраст 1345 ± 50 млн. лет (Compston et al., 1966). Дан и др. (Dunn et al., 1966) принимают возраст основания системы 1400 млн. лет.

Максимальная мощность верхнепротерозойской части разреза геосинклинали Аделаида превышает 15000 м (Brown et al., 1968).

В Аделаидской складчатой области система Аделаида подразделена на четыре главных возрастных комплекса, известных как серии Уиллора, Торренс, Стерт и Марино (см. табл. 3).

Осадки уиллорского возраста слагают основание разреза (слои Коллана и их аналоги); они несогласно залегают на кристаллическом фундаменте и представлены алевролитами, сланцами, доломитами и кварцевыми песчаниками общей мощностью до 3600 м. У Вултаны, западнее оз. Фром, слои Коллана мощностью до 600 м сложены трахитами с некоторым количеством андезитов и риолитов (эффузивы Вултаны), а также маломощными прослоями филлитов и мраморов (Brown et al., 1968). Сходные эффузивы предположительно уиллорского возраста выходят на поверхность на западном крае плиты Стьюарт на п-ове Эйр (эффузивы Рупена). Отложение уиллорских слоев, по-видимому, было ограничено западной и северо-западной частями геосинклинали области.

За серией Уиллора следует серия Торренс. Местами слои Торренс несогласно залегают на уиллорских слоях. Группа Барра — наиболее широко распространенный комплекс серии Торренс: разрез начинается аркозовыми и биотитовыми песчаниками с конгломератами, которые выше сменяются чередующимися алевролитами, мраморизованными известняками и глинистыми сланцами; разрез заканчивается глинистыми доломитами и магнезитами, чередующимися со сланцами. Общая мощность серии Торренс в районе Барра 3000–3700 м.

Повсеместно на отложениях серии Торренс согласно и трансгрессивно залегают тиллиты и тиллитоподобные образования серии Стерт (группа Амбертана и ее аналоги). Северная часть хребта Флиндерс, пожалуй, является одним из немногих мест на Земном шаре, где для тиллитовых конгломератов верхнего протерозоя вполне доказано ледниковое происхождение. Мы воспользуемся описанием серии Стерт, приведенным Н.А.Богдановым (1967; по Томсону).

В опорном разрезе в долине р. Стерт на западном склоне хребта Маунт-Лопти на породах серии Торренс согласно залегают ленточные аргиллиты и кварциты мощностью 300–350 м. Выше залегают тиллитоподобные образования. Они сложены валунными конгломератами, плохо окатанные обломки которых представлены гнейсами, кварцитами и другими породами фундамента, значительно реже в обломках встречаются породы серии Торренс. В толще валунных конгломератов наблюдаются слои ленточных глин и песчаников с мелкогалечными конгломератами. Мощность толщи 170–350 м.

Вверх по разрезу тиллитоподобные конгломераты перекрываются горизонтом аркозовых кварцитов мощностью 3–5 м. На кварцитах согласно залегают ленточные пестроцветные аргиллиты и алевролиты. В Таплей-Хиллз они образуют толщу, мощность которой с юго-запада на северо-восток постепенно возрастает от 1000 до 5000 м. По мнению ряда австралийских геологов, она представляет собой послеледниковое образование. Разрез заканчивается оолитовыми известняками Брайтон мощностью до 20 м. Общая суммарная мощность серии Стерт в хребте Маунт-Лопти колеблется от 1500 до 6000 м.

В хребте Олэри толща тиллитовых конгломератов, чередующихся с линзами и слоями кварцитов, доломитов и алевролитов, залегают непосредственно на эродированной поверхности фундамента. Мощность их здесь достигает 1200–1600 м. Выше они согласно сменяются ленточными пестроцветными аргиллитами и алевролитами свиты Таплей-Хиллз, чередующимися с редкими слоями доломитов и песчаников; общая мощность толщи около 5000 м. Разрез здесь венчает новый

горизонт тиллитовых конгломератов мощностью 600 м. Общая мощность серии здесь 7000–7500 м.

В хребте Флиндерс, особенно в его северной части, отложения серии Стерт (группа Амбертана) распространены наиболее широко. Основание разреза слагают породы, известные под названием подгруппы Юднамунтана, представленные преимущественно ледниковыми образованиями. Контакт между ними и серией Торренс здесь эрозионный. В северной части района на границе между толщами наблюдается ледниковая сглаженная поверхность со штрихами скольжения; таким образом, здесь имеются несомненные доказательства материкового оледенения. В основании подгруппы залегают крупновалунные штрихованные ледником тиллиты; валуны представлены гнейсами, кварцитами, известняками, реже амфиболитами. В верхней части располагается слой кварцевых галечников. Мощность базальных тиллитов около 150 м. Выше по разрезу их сменяют иные по составу зеленые и темно-серые тиллиты. В валунах и гальке чаще всего встречаются основные эффузивы. Венчают разрез синие и зеленые пиритизированные ламинаритовые сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями кварцитов и галечников с экзотическими валунами. Общая мощность подгруппы, которую называют также нижним тиллитовым горизонтом, достигает 1000–1200 м. Залегающая на тиллитах свита Таплей–Хиллз представлена в основном песчаниками и конгломератами, которые выше сменяются темными, почти черными известковистыми и пиритизированными ламинаритовыми глинистыми сланцами. В верхах разреза появляются линзы доломита, известняка и темных граувакк. Мощность свиты меняется от 1700 до 3500 м. Здесь, как и в хребте Олэри, разрез серии Стерт венчает мощная толща тиллитовых конгломератов, названная верхним тиллитовым горизонтом. Общая мощность серии Стерт в различных частях складчатой системы меняется от 2500 до 6000 м.

Серия Марино, являющаяся самым верхним протерозойским комплексом системы Аделаида, согласно перекрывает свиту Таплей–Хиллз. Наиболее полно разрез обнажен в районе г. Аделаида на западном склоне хребта Маунт–Лофти. Ранее эта серия считалась в целом послеледниковой. Однако Уэбб и Хорвиц (Brown et al., 1968) показали, что верхний ледниковый разрез, наблюдаемый в разных частях Южной Австралии, возраст которого рассматривался как поздне-стертский, относится уже к низам Марино. Низы серии Марино характеризуются двумя фациями. Западная фация представлена строматолитовыми известняками и красноцветами, в ней отсутствуют валунные тиллиты. В восточной фации распространены валунные тиллиты, а в известняках нет строматолитов. Полагают, что эти различия объясняются разными источниками сноса материала. Остальная часть разреза серии Марино (Уиллена) сложена пурпурными и зелеными аргиллитами и алевролитами, кварцитами и известняками, часто доломитовыми со строматолитами. Наблюдаются два горизонта кварцитов: кварцит Эй–Би–Си–Рейндж в середине разреза и кварцит Паунд в его верхней части. Последний содержит уникальную фауну бесскелетных организмов (медузоиды, аннелиды, октокораллы), впервые описанную Глейсснером и Дэли (Glaessner, Daly, 1959), как фауна *Ediacara*. Позднее она была более подробно описана Глейсснером и Уейд (Glaessner, Wade, 1966; Wade, 1968). Эта фауна встречена примерно в 65 м ниже пород с археоциатами, характерными для нижнего кембрия, и Глейсснер относит ее к верхам верхнего протерозоя¹.

Серия Марино имеет наибольшую мощность (> 4500 м) в зоне, совпадающей с хребтом Флиндерс; к западу на плите Стьюарт она уменьшается до

¹Фауна типа Эдиакара найдена уже в четырех пунктах Южной и Центральной Австралии (Wade, 1959; Webby, 1970; Glaessner, 1971). На Русской платформе Б.М.Келлер (1971) относит отложения, заключающие остатки фауны эдиакарского типа, к венду или к верхним горизонтам юдомия. Нижняя граница этого стратиграфического подразделения совпадает с радиологическими данными 600–620 млн. лет. По составу эдиакарской фауны венд может быть выделен также в Австралии. С мнением Келлера соглашается Глейсснер (Glaessner, 1971).

Таблица 3. Стратиграфическое сопоставление разрезов верхнего протерозоя хребтов Флиндерс и Барьерного (Rose, 1968; Ward et al., 1969)

Хребет Флиндерс		Хребет Барьерный	
Ст1	Известняки и доломиты с археоциатами	Алевролиты Акейша-Даунс	
Система Аделаида	Постепенный переход	Небольшое угловое несогласие	
	Марино	Группа Торроуэнджи	Подгруппа Фэрнелл
	Стерт		Слой Линтисс-Вэлл Кварцит Кэмелс-Хамп Слой Фаулерс-Гап Кварцит Фэрэуей-Хиллс Слой Тимстерс-Крик
	Торренс		Слой Эуриови Слой Янкоуина
	Уиллора		Кварцит Пинтэпа
	Эффузивы Уиллэнджи		

2700 м, а к югу убывает до нуля (Brown et al., 1968). В большинстве мест Южной Австралии серия Марино постепенно переходит в вышележащие нижнекембрийские слои, но имеются доказательства локальных несогласий между серией Марино и кембрием южнее и восточнее Аделаиды (Horwitz et al., 1959; Thomson, Horwitz, 1961).

Стратиграфическим аналогом группы Аделаида в пределах срединного массива Брокен-Хилл и Барьерного хребта является группа (ранее называвшаяся серией) Торроуэнджи, впервые выделенная Моусоном (1912).

На западе Нового Южного Уэльса в Барьерном хребте отложения группы Торроуэнджи залегают с угловым несогласием на метаморфических породах комплекса Уилльяма. Роуз (Rose, 1968) дает следующее подразделение и примерное сопоставление групп Торроуэнджи и Аделаида Южной Австралии, которое мы дополним данными, приведенными Уордом и др. (Ward et al., 1969) (табл. 3).

Полный разрез группы Торроуэнджи описан к северо-востоку от срединного массива Брокен-Хилл, в синклинали Калула (рис. 16). Здесь эффузивы Уиллэнджи представлены базальтами, андезитами и эпидотизированными базальтами. Выше залегает маркирующий горизонт - кварцит Пинтэпа.

Разрез слоев Янкоуина начинается конгломератами, выше залегают песчаники с многочисленными валунами и галькой, вероятно, ледникового происхождения. Верхнюю часть разреза этих слоев слагают известняки.

Слой Эуриови сложены тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями доломитов со строматолитами и известняков. Доломиты преобладают в низах разреза, аргиллиты - в верхах. В самой верхней части разреза этих слоев располагается горизонт тиллитов мощностью от 90 до 450 м, к северу он замещается толщей песчаников. В составе валунов и гальки преобладают кварциты, но встречаются также граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, базиты и другие породы. Мощность слоев около 2000 м. На горизонте тиллитов согласно залегают слои Тимстерс-Крик мощностью около 1200 м, состоящие из глинистых сланцев, часто метаморфизованных до зеленосланцевой фации, с линзами известняков и доломитов, а также включениями валунов и обломков ледникового происхождения.

Самая нижняя формация подгруппы Фэрнелл представлена маркирующим горизонтом, сложенным кварцитом Фэрэуей-Хиллс. Выше располагается мощная

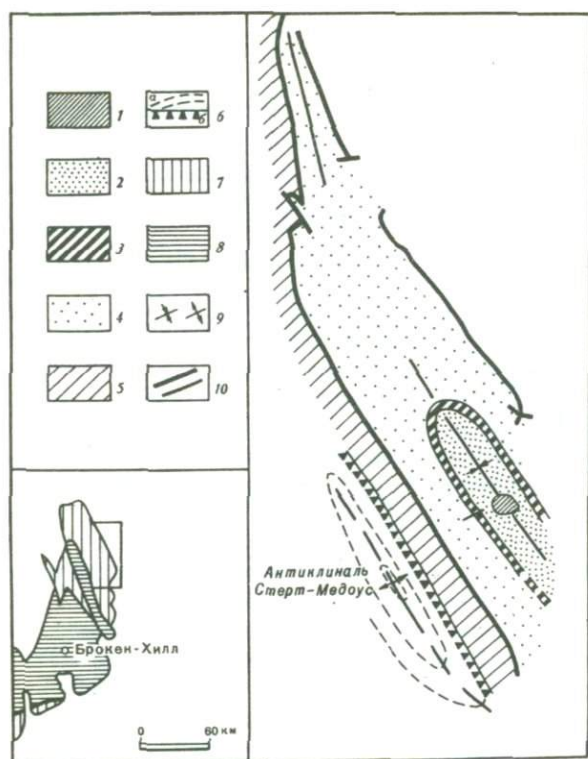


Рис. 16. Схематическая геологическая карта синклинали Калула, Барьерный хребет, Новый Южный Уэльс (Rose, 1968)

1 - слои Акейша-Даунс; 2 - слои Линтисс-Вэлл; 3 - кварцит Кэмелс-Хамп; 4 - слои Фаулерс-Гап; 5 - слои Тимстерс-Крик; 6 - слои Эуриови: а - алевролиты и аргиллиты; б - горизонт тиллитов; 7 - система Торроуэнджи; 8 - система Уилляма; 9 - элементы залегания; 10 - разломы

(до 2000 м) монотонная толща чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными линзами известняков, слагающая слои Фаулерс-Гап. Следующим маркирующим горизонтом является кварцит Кэмелс-Хамп, представляющий два пласта кварцита, разделенные толщей сланцев. Мощность горизонта около 300 м. И, наконец, самыми молодыми слоями верхнего протерозоя группы Торроуэнджи, которые с небольшим угловым несогласием перекрываются кембрийскими отложениями, являются слои Линтисс-Вэлл, состоящие из глинистых сланцев, переслаивающихся с кварцитами и доломитами, мощностью около 1000 м. Общая мощность отложений группы Торроуэнджи, вероятно, около 8000 м.

С небольшим угловым несогласием отложения группы Торроуэнджи в Барьерном хребте перекрываются слоями Акейша-Даунс. Они залегают в центральной части синклинали Калула (см. рис. 16). Эти слои сложены алевролитами с линзами известняков и кварцитами. Глейсснер (Ward et al., 1969) относил эти слои к нижнему кембрию (?) на основании находок ходов червей и следов членистоногих¹.

В пределах срединного массива Брокен-Хилл породы группы Торроуэнджи выполняют грабен-синклинали Папс (Богданов, 1967), прослеживающуюся с северо-запада на юго-восток вдоль крупного тектонического шва Корона в северо-восточной части массива.

Разрез здесь сходен с разрезом Барьерного хребта. По мнению Н.А.Богданова, значительная часть разреза, сложенная грубообломочными породами, представляет собой образования молассового типа, выполняющие грабен. Он считает, что здесь отложились также осадки флювиогляциального типа.

В кембрийских отложениях, слагающих верхи системы Аделаида, в пределах Аделаидской складчатой области известны два типа разрезов - западный и восточный, отличающиеся фациально. Западный тип представлен преимущест-

¹ По устному сообщению Роуза (Rose), приведенному Н.А.Богдановым (1967), в известняках здесь найдены нижнекембрийские археоциаты.

венно обломочно-карбонатными породами, хорошо охарактеризованными фаунистически. Он прослеживается на северном побережье о. Кенгуру и на западном склоне хребта Маунт-Лопти на п-ове Флерио.

Совершенно иной тип разреза известен на восточном склоне хребта Маунт-Лопти и на юге о. Кенгуру. Здесь распространена мощная толща терригенных граувакковых метаморфизованных образований, известная как серия Канменту (Sprigg, Sampana, 1953). Возраст серии является дискуссионным; Н.А. Богданов (1967) относит ее к кембрию.

Срединный массив Брокен-Хилл

Мы останавливаемся на структуре этого массива прежде всего потому, что к нему приурочены всемирно известные серебро-свинцово-цинковые с кадмием и селеном месторождения Брокен-Хилл.

Структурный контроль имеет большое значение в вопросах локализации рудных залежей района. Складчатые формы Аделаидской области окружают массив со всех сторон и отделены от него разрывными нарушениями. Для массива в целом характерна блоковая структура. Почти повсеместно между древними структурами срединного массива и верхнепротерозойскими структурами наблюдается резкое азимутальное несогласие.

Южная часть срединного массива отличается очень сложным строением. На северном склоне гор Олэри прослеживаются разрывные нарушения, которые обусловили блоково-ступенчатое строение этой части массива (King, Thomson, 1953). Простирающиеся нижнепротерозойских метаморфических пород серии Уилльяма здесь северо-восточное. Они смяты в сложные изоклиналильные складки, запрокинутые на юго-восток под углом $50-70^{\circ}$ и прорванные интрузиями гранито-гнейсов, амфиболитизированных габброидов и диабазов. Складки разбиты разломами двух направлений — близкого к широтному и северо-западного. Протяженность и амплитуды смещения широтных разломов значительно больше, чем меридиональных. К первым относится зона разломов Такаринга, расположенная в 15 км к югу от г. Брокен-Хилл и прослеживающаяся на 25 км; ширина зоны дробления достигает 2 км.

Наиболее детально складчатые структуры добайкальского фундамента массива Брокен-Хилл изучены в его центральной части. Здесь наблюдается серия чередующихся антиклинальных и синклиналильных складок субмеридионального простираения (King, Thomson, 1953; Каррутерс, Праттен, 1964). Ширина этих структур обычно не более 3 км, а длина 20-40 км. На крыльях они осложнены изоклиналильной складчатостью и пloyчатостью, запрокинутыми в разные стороны от ядра складками. Шарниры антиклиналей и синклиналей резко ундулируют, и в ряде мест установлено, что эта ундуляция имеет единый план и связана с более поздней складчатостью. По Б. Хоббсу и Н.А. Богданову (1967), в пloyчатых метаморфических породах Парна-Моута, входящих в серию Уилльяма, можно наблюдать два направления дислокаций — первые совпадают с общим простираением структур серии Уилльяма, а вторые более поздние секут их почти под прямым углом. Последнее направление согласно с простираением структур Аделаидской складчатой области к востоку от массива. Отметим, что со вторым направлением пloyчатости связаны рудные тела в районе Брокен-Хилл.

Иное строение имеет северо-восточная часть срединного массива Брокен-Хилл, граничащая со складчатой зоной Барьерного хребта (см. рис. 16). Здесь разломы зоны Корона северо-западного направления секут складчатые структуры нижнего протерозоя. Вдоль разлома Корона прослеживается наложенная грабен-синклиналь Папс, выполненная обломочными осадками группы Торроуэнджи. Эти образования резко несогласно перекрывают структуры складчатого фундамента массива Брокен-Хилл. Они смяты в пологие складки (Voisey, 1953).

На северо-востоке от грабен-синклинали Папс, между карьерами Торроуэнджи и фермой Эуриови, с юго-востока на северо-запад протягивается выступ складчатого фундамента, сложенный породами серии Уилльяма (см. рис. 17); длина выступа до 80 км, ширина до 10 км. В его пределах метаморфические

породы серии Уилльяма смяты в сложные изоклинальные складки, оси которых имеют север-северо-восточное простирание. Этот выступ добайкальского фундамента Томсон (Thomson, 1969) назвал тектоническим окном Эуриови.

Структуры Аделаидской складчатой области

Описание структурных форм Аделаидской складчатой области, окружающей срединный массив Брокен-Хилл, мы приводим в основном по Н.А.Богданову (1967) с некоторыми дополнениями и изменениями, которые обусловлены новыми материалами, опубликованными после 1967 г. Н.А.Богданов использовал работы австралийских геологов (Томсона, Кампана и др.), проводивших исследования в этом регионе, дополнив их личными наблюдениями. Структурная схема Н.А.Богданова (рис. 17) отличается от схемы Томсона (Thomson, 1965) (см. рис. 15) большей детальностью.

На границе между Аделаидской складчатой областью и древней платформой на западе протягиваются разломы Пара, вдоль которых расположена зона Сан-Винсент. В осевой части складчатой области выделяются две структурные зоны: Флерио и Флиндерс. Восточная часть складчатой области была выделена Б.Томсоном как зона Канменту. Она включает, по Н.А.Богданову, также район хребта Олэри и простирается от южной части о.Кенгуру далее до массива Брокен-Хилл, обрамляя его с юга; Н.А.Богданов назвал ее зоной Канменту-Олэри. На северо-востоке ее структуры переходят в структуры зоны Барьерного хребта.

Зона Сан-Винсент расколота многочисленными разломами, которые обуславливают ее глыбово-складчатое строение. Разломы, отделяющие складчатую область от платформы, расположены кулисообразно, простирания их в целом северо-восточные. Наиболее крупный из них прослеживается по восточному побережью п-ова Йорк и выражен четкой флексурой и зоной дробления между архейскими породами шита и отложениями группы Аделаида (включая нижний кембрий), слагающими зону Сан-Винсент.

В центральной части зоны отложения верхов группы Аделаида смяты в брахиформные складки, осложненные на крыльях разрывами. В восточной части зоны породы группы Аделаида смяты в кулисообразные линейные, меридионально ориентированные складки.

Разломы, ограничивающие с востока складки зоны Сан-Винсент, одновременно являются ее границей со структурными зонами Флерио и Флиндерс, сменяющими друг друга по простиранию.

Западная часть зоны Флерио имеет в общем кулисообразное асимметричное строение. Здесь разрывные нарушения, ограничивающие зону с запада, разбивают ее на серию блоков, ориентированных в северо-восточном направлении. Они прослеживаются на десятки километров, а амплитуда вертикальных смещений — около 1 км. В целом складчатые структуры имеют линейную форму. Осложняющие их мелкие структуры запрокинуты на запад. Это местами придает им асимметричную форму.

В центральной и восточной частях зоны интенсивность дислокаций возрастает. Здесь выделяется крупный антиклинорий, в ядре которого выходят на поверхность метаморфические породы архея или нижнего протерозоя. Шарнир антиклинория ундулирует, резко воздымаясь на юге и постепенно погружаясь в центральной части; метаморфические породы образуют три разрозненных выхода, каждый из которых известен в литературе как антиклиналь. На юге это антиклиналь Мипонга-Хилл, протягивающаяся с юго-запада на северо-восток на 35 км при ширине около 5 км. Она характеризуется повсеместно асимметричным строением. Севернее располагается антиклиналь Лофти, также имеющая асимметричное строение. Длина ее до 20 км, ширина 5 км. Следующая к северу крупная антиклиналь Хамбат-Скраб имеет сходное строение с антиклиналью Лофти. В ядре ее выходят гнейсы и метаморфические породы архея или нижнего протерозоя.

По направлению на север происходит общее погружение шарнира антиклинория зоны Флерио. В этой части зоны преобладает чередование линейных антиклинальных и синклиналиных складок. Южнее линейная складчатость зоны Фле-

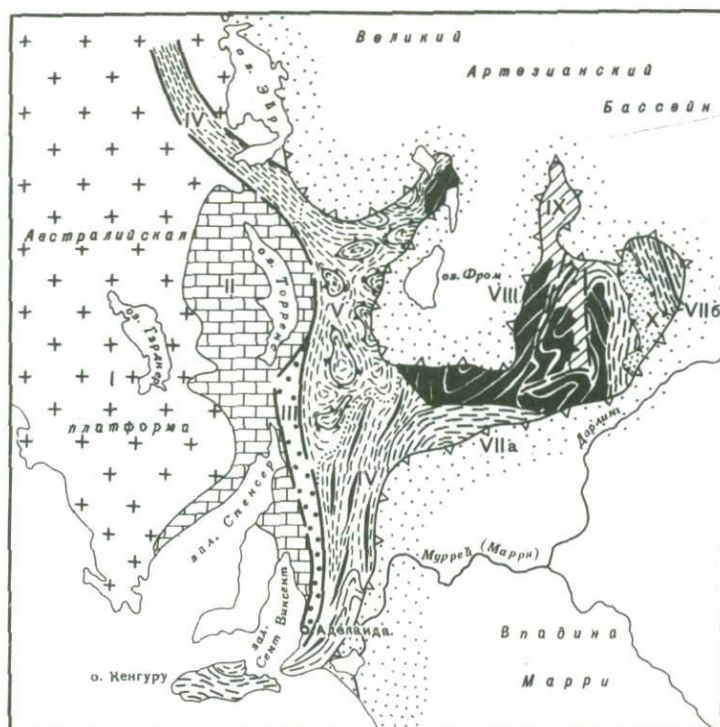


Рис. 17. Структурная карта Аделаидской складчатой области (Богданов, 1967)

Австралийская платформа: I - щит Голер; II - плита Стьюарт. Аделаидская складчатая область: III - зона Сан-Винсент; IV - авлакоген Уиллора-Хилл; V - зона Флиндерс; VI - зона Флерио; VII - зона Канменту-Олэри (а), зона Барьерного хребта (б); VIII - срединный массив Брокен-Хилл; IX - грабен-синклиналь Папс, выполненная верхнепротерозойскими отложениями; X - наложенные впадины верхнего девона

рио постепенно сменяется брахиформными и куполовидными структурами зоны Флиндерс.

Зона Флиндерс охватывает хребет Флиндерс и горы Уиллора. В центральной части зоны и на западе общее простирание складок меридиональное, а на крайнем севере меняется на северо-западное. На широте горы Патера с приближением к жесткому выступу платформы простирание меняется на северо-восточное и широтное, затем, огибая массив Брокен-Хилл, снова становится меридиональным. Брахисинклинали этой зоны - округлые или овальные, разделяющие их брахисинклинали-вытянутые; в зонах виргаций осей складок антиклинали имеют форму куполов. Нередко купола разбиты разломами, и в них наблюдаются диапировые штоки глинисто-доломитовых и соленосных образований. Томсон (Thomson, 1969) считает, что в образовании таких структур большую роль играли вертикальные движения, сопряженные с блоковыми движениями в нижнепротерозойском фундаменте.

Иное строение имеет юго-восточная структурная зона складчатой области Аделаида - зона Канменту-Олэри. Она огибает с юга массив Брокен-Хилл и далее прослеживается по восточному склону хребта Маунт-Лофти. С запада и севера эта зона отделена разломами, а на самом юге - флексурным уступом от других зон, а на востоке перекрывается отложениями чехла молодой плиты. В южной части п-ова Флерио простирания складок зоны Канменту-Олэри северо-восточные, постепенно меняющиеся к северу на меридиональные. Здесь она сложена метаморфизованными породами группы Канменту, относимыми к нижнему кембрию (Brown et al., 1968). Породы смяты в крутые линейные, местами изоклинные складки, опрокинутые на запад и нарушенные надвигами. В районе Маслефилд-Стрейталбин в строении зоны участвуют отложения верхов системы Аделаида.

Восточнее располагается крупный разлом Бремер, который отделяет зону Канменту-Олэри от зоны Флерио и прослеживается на север на сотни километров. С ним связана зона интенсивного метаморфизма шириной до 3 км.

В районе сочленения широтного хребта Олэри и меридионального хребта Флиндерс характер структурных форм описываемой зоны сильно меняется. Эти структуры огибают с юга срединный массив Брокен-Хилл, и простирания их меняются на северо-восточные и восточные. Здесь наблюдается воздымание шарниров осей складок. В ядрах антиклинальных складок выходят породы системы Аделаида.

С востока срединный массив Брокен-Хилл огибает складчатая зона Барьерного хребта. Н.А.Богданов (1967) отмечал, что сведений о морфологии структурных форм этой зоны очень немного, но после выхода в свет работ Роуза (Rose, 1968), Томсона (Thomson, 1969), Уорда и др. (Ward et al., 1969) положение несколько изменилось.

Как уже упоминалось, вдоль зоны разломов Корона в запад-юго-западной части Барьерного хребта на 80 км протягивается выступ добайкальского складчатого фундамента, шириной около 10 км. Томсон (Thomson, 1969) назвал его тектоническим окном Эуриови. По мнению данного автора, этот выступ представляет собой сводовое поднятие северо-западного простирания, образованное многочисленными сложными изоклинальными складками меридионального простирания.

К северо-востоку от него, отделяясь от фундамента несогласием, располагается складчатая структура аделаидского возраста. Ее слагают слои группы Торроуэнджи, смятые в антиклинальные и синклиналильные складки северо-западного простирания. Главные из них получили названия (King, Thomson, 1953): синклиналь Калула, антиклиналь Стерт-Медоус и синклиналь Флудс-Крик (см. рис. 16).

Простирания осей складок параллельны несогласию с комплексом Уилльяма (фундамента), но по мере удаления от него они становятся меридиональными. Эти складки секут многочисленные поперечные разломы, вдоль них наблюдаются смещения небольшой амплитуды (Ward et al., 1969).

Ось синклинали Калула погружается к югу. Падение слоев на ее бортах достигает $70-80^{\circ}$ и выполаживается по направлению к ее оси. Крылья осложнены вторичной складчатостью и пloyчатостью.

Ось антиклинали Стерт-Медоус, параллельная оси синклинали Калула, также погружается к югу. На северо-западе эта антиклиналь срезается крупным разломом (Роуз, устное сообщение). Падение слоев на крыльях антиклинали меньше, чем в синклинали Калула. Сильно развит вертикальный кливаж. В ядре синклинали Калула небольшое угловое несогласие отделяет верхнепротерозойские слои от предположительно кембрийских. Кембрийские слои залегают со слабым наклоном. Другое значительное угловое несогласие отделяет протерозойские образования от девонских. Для палеозойских отложений характерен уже совершенно иной тип структур. Это наложенные структуры типа мульд и грабен-синклиналей.

Глава V

ТАСМАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Тасманская складчатая область представляет собой варисийское складчатое обрамление Австралийской платформы. Она охватывает весь восток материка и протягивается от северной части п-ова Кейп-Йорк до южного окончания о.Тасмания.

По возрасту складчатости в пределах этой области выделяются Лакланская складчатая система, расположенная на западе, развитие которой в основном

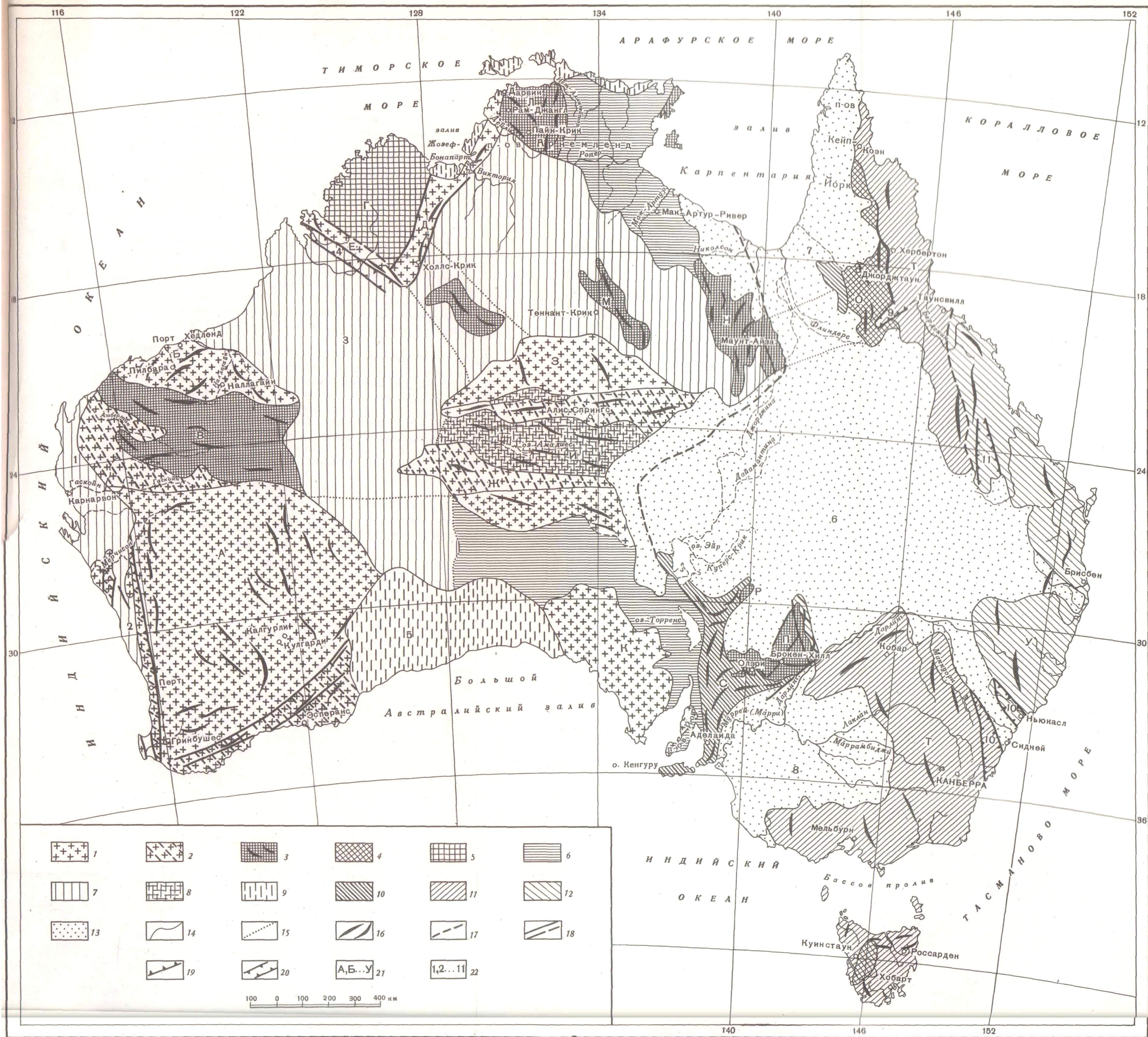


Рис. 18. Тектоническая схема Австралии

Составлена С. Е. Колотухиной с использованием тектонической карты Австралии (Tectonic map of Australia) масштаба 1 : 2543400 (1960), тектонической схемы Хилса (Hills, 1965) тектонической схемы Австралии В. Н. Соболевской (1965) геологической карты Австралии (Geological map of Australia) масштаба 1 : 6 000 000 (1966), тектонической карты востока Австралии Н. А. Богданова (1967) и ряда крупномасштабных карт.

Древняя платформа (Западно-Австралийский и Центрально-Австралийский щиты): 1 - архей (ядра, блоки); 2 - активизированный архей; 3 - нижний и средний протерозой, складчатые пояса; 4 - активизированный нижний и средний протерозой; 5 - нижний и средний протерозой, платформенный чехол; 6 - верхний протерозой платформенный чехол; 7 - палеозойский платформенный чехол; 8 - отложения верхнего протерозоя - палеозоя авлакогенов; 9 - кайнозой, платформенный чехол. Молодая плита: 10 - верхний протерозой, складчатые пояса; 11 - нижний и средний палеозой, складчатый пояс; 12 - верхний палеозой, складчатый пояс; 13 - мезо-кайнозойский платформенный чехол; 14 - границы структур;

15 - предполагаемые границы под чехлом; 16 - простирающие оси складчатых структур; 17 - предполагаемая граница древней Австралийской платформы; 18 - разломы; 19 - сбросы; 20 - грабены; 21 - обозначения ядер, блоков и складчатых структур на схеме: А - ядро Йилгарн; Б - ядро Пилбара; В - Средний пояс; Г - платформа Кимберли; Д - складчатый пояс Холлс-Крик; Е - складчатый пояс Холлс-Крик; Ж - блок Масгрейв; З - блок Аранта; И - авлакоген Амадиес; К - блок Голер; Л - складчатый пояс Пайн-Крик; М - складчатый пояс Теннант-Крик; Н - складчатый пояс Маунт-Айза; О - блок Джорджтаун; П - срединный массив Брокен-Хилл; Р - блок Маунт-Пейнтер; С - Аделаидская складчатая область; Т - Лакланская складчатая система; У - складчатая система Новой Англии; 22 - обозначения платформенных впадин и прогибов: 1 - синеклиза Карнарвонская; 2 - синеклиза Пертская; 3 - синеклиза Каннинг; 4 - грабенообразный прогиб Фицрой; 5 - синеклиза Юкла; 6 - впадина Великого Артезианского бассейна; 7 - впадина Карпентария; 8 - впадина Марри; 9 - грабенообразный прогиб Брокен-Ривер; 10 - Сиднейский грабенообразный прогиб; 11 - грабенообразный прогиб Боуэн

закончилось в среднем девоне, и складчатая система Новая Англия, расположенная на востоке, развитие которой закончилось в нижней перми (Packham, 1960) (рис. 18).

ЛАКЛАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

С запада структуры Лакланской складчатой системы граничат с байкалидами Аделаидской складчатой области, но эту границу нигде не удается наблюдать на поверхности — она скрыта под чехлом молодой эпипалеозойской плиты. С востока они граничат со складчатой системой Новая Англия, а на северо-востоке и крайнем юге эти структуры погружаются под воды Кораллового и Тасманова морей. Складчатая система Новая Англия протягивается почти меридионально между 20° с.ш. на севере и 33° ю.ш. на юге. На востоке ее структуры также погружаются под воды Кораллового и Тасманова морей.

Стратиграфия

Докембрий. На севере Тасманской складчатой области (в штате Квинсленд), к западу от так называемой линии Тасман и линии разлома Палмервилл наблюдаются выходы пород докембрийского фундамента в виде изолированных блоков разной величины. Они как бы представляют собой "отторженцы" краевой части фундамента, захваченной процессами становления Тасманской геосинклинальной области. Это блоки Кейп-Йорк, Джорджтаун и Чартерс-Тауэрс. Лучше всего изучен самый крупный блок Джорджтаун, описание которого приведено в гл. III.

В блоке Кейп-Йорк породы, относимые к докембрию, образуют пояс северного простирания длиной до 450 км и шириной 30 — 80 км. Они представлены слюдяными и аспидными кварцитами, амфиболитами, измененными кислыми и основными эффузивами. Вдоль восточной части пояса они интродуцированы палеозойскими гранитами, диоритами и гранодиоритами. Весь комплекс обнаруживает большое сходство с древними породами блока Джорджтаун (Jensen, 1960). Кейзер и Лукас (Keyser, Lucas, 1968) выделяют их как метаморфические комплексы Даргелонг и Мак-Девитт. Последний комплекс, представленный породами, метаморфизованными несколько слабее, чем породы комплекса Даргелонг, либо несколько моложе, либо одновозрастен с последним. Среди гранитов и гранулитов известны дайки слюдяных пегматитов (Маунт-Китчин и др.).

Метаморфические комплексы Кейзер и Лукас считают протерозойскими на том основании, что в западной части пояса их прорывают гранитоиды типа Форсайт; возраст одного из таких массивов, определенный калий-аргоновым методом, 1044 млн. лет (Richards et al., 1966_{2,3}).

Породы блока Чартерс-Тауэрс обнажаются вокруг города того же названия (Brooks, 1960₁). Они представлены сланцами слюдяными, роговообманковыми и гранато-слюдяными, гнейсами и кварцитами. Эти породы также очень сходны с породами блока Джорджтаун.

Далее на юг в пределах Тасманской складчатой области докембрийские образования до последних лет были известны только в Тасмании. Но новые определения абсолютного возраста (по циркону) додевонских гранитов, выходящих в ядрах антиклинальных структур в Снежных горах в Новом Южном Уэльсе, дали 750 и 600 млн. лет (Richards et al., 1966₁). Аналогичный возраст (650 млн. лет) имеют цирконы из концентратов пляжевых песков на 28° южной широты, несколько севернее Брисбена. Эти цирконы в современных россыпях могли приноситься реками в результате многократного размыва гранитных массивов, располагавшихся западнее и в настоящее время скрытых под чехлом мезо-кайнозойских пород Великого Артезианского бассейна. Отсюда можно сделать вывод, что докембрийские породы могли выходить в ядрах антиклинальных структур, сложенных нижнепалеозойскими отложениями, в пределах Лакланской складчатой системы не только в штате Новый Южный Уэльс, но, возможно, и в штате Виктория.

В Западной Тасмании и на островах Бассова пролива докембрийские отложения развиты на значительной площади. Многие исследователи по характеру метаморфизма выделяют здесь два комплекса пород, считая их разновозрастными. Первый комплекс — более древние, глубоко метаморфизованные образования, представленные кварцитовыми сланцами с мусковитом, гранатом и альбитом, рассланцованными кварцитами, филлитами и амфиболитами. Второй комплекс (возможно, более молодой) представлен неметаморфизованными кварцитами, глинистыми сланцами с подчиненными доломитами, конгломератами и вулканитами.

Спрай, а вслед за ним Соломон (Spry, 1962; Solomon, 1962, 1965) полагают, что оба комплекса одновозрастны. Об этом говорят сходный состав пород, наблюдаемые местами постепенные переходы от сильно метаморфизованных пород к неметаморфизованным и отсутствие между ними несогласий. Общая мощность докембрийских образований более 10 000 м.

Верхняя возрастная граница определяется по их положению под отложениями, относимыми к кембрию, а также интрузиям силлов и даек долеритов Куи, прорывающим нижние части докембрийского разреза Тасмании, возраст которых 700 млн. лет (Spry, 1962). Докембрийские образования разреза о.Кинг интрузируют граниты, возраст которых 745 и 835 млн. лет (McDougall, Leggo, 1965).

Формирование Тасманского геосинклинального прогиба, вероятно, началось еще в кембрии. Преобладание зеленокаменных пород, яшм и граувакк в это время, магматическая активность, типичная для офиолитовой формации, — все это указывает на существование прогиба эвгеосинклинального типа.

Кембрий. Отложения кембрия наиболее широко распространены в северо-западной части Тасмании; они развиты также в штатах Виктория и Новый Южный Уэльс, где большинство доордовикских отложений и нижние части ордовикских разрезов скорее всего относятся к кембрию.

В Тасмании мощная толща кембрийских осадков (7000–7500 м) отложилась в трого Дандас, между антиклиналями Тайен и Рокки–Кейп, сложенными докембрийскими образованиями (группы Саксесс–Крик, Карбайн, Дандас) (Banks, 1956, 1962₁).

Ранняя стадия развития Тасманской геосинклинали в Восточной Австралии характеризуется широким развитием основного спилитового вулканизма подводного типа на о-вах Тасмания, Кинг и в штате Виктория. На протяжении нижнего кембрия в Тасмании изливались потоки кератофировой, риолитовой и порфиритовой лав, сопровождавшиеся пирокластами (эффузивы Маунт–Рид).

Заполнение прогибавшегося трого Дандас осуществлялось за счет привноса обломочного материала с берегов и поднимавшихся неустойчивых кордильер. Главные типы пород кроме вулканитов — конгломераты, граувакки, аргиллиты с подчиненными известняками и кремнистыми породами (Spry, 1962; Solomon, 1965; Brown et al., 1968).

Со спилитовыми лавами тесно связаны силлы и штоки сосюритизированных альбитовых габбро. Встречаются пластовые тела серпентинита и серпентинизированного пироксенита в кембрийских образованиях района Зиан–Розбери. Они образуют согласные пласты вдоль границ группы Дандас и серии Кримсон–Крик. Серпентиниты вмещают небольшие медно–никелевые, магнетитовые и хромитовые тела с осмием и иридием. Вулканиты Маунт–Рид в некоторых горизонтах являются вмещающими для крупнейших сульфидных месторождений Тасмании.

В центральной части штата Виктория кембрийские породы выходят на поверхность в двух линейных сложных структурных поясах: ось гора Хиткот–гора Уилльяма и линия горы Веллингтон (Singleton, 1965). В нижнем кембрии здесь образовался мощный разрез основных лав, излияния которых частично имели подводный характер; они сопровождаются пирокластами и кремнистыми породами с пластовыми интрузиями основного состава. Первично это были бедные оливином базальты и андезиты, превратившиеся затем в зеленокаменные породы. Полевые шпаты были альбитизированы, пироксены замещены хлоритом, актинолитом и вторичными минералами — эпидотом и клиноцоизитом. Ас-

социрующие с ними мелкие полевошпатовые интрузии пироксенита превращены в тальковые породы, содержащие небольшие жилы магнезита (Thomas, Singleton, 1956; Singleton, 1965).

За зеленокаменными породами в разрезе следуют средне- и верхнекембрийские отложения, для которых характерно отсутствие обломочного кварца и аксессуарных минералов гранитного происхождения. У Хиткота сланцы и песчаники заключают пласт конгломерата с галькой зеленокаменных пород. Кроме фауны граптолитов здесь установлены четыре среднекембрийских рода трилобитов (Brown et al., 1968). Им одновозрастны темные пиритовые сланцы с граптолитами у Лансфилда. В обоих районах верхнекембрийские отложения представлены лишенными ископаемых сланцами Голди, которые у Лансфилда постепенно переходят в ордовикские слои. У р. Долодрук выходят известняки, в которых по трилобитам и брахиоподам выделяется несколько зон среднего кембрия и низов верхнего кембрия. Северо-западнее на р. Веллингтон темные сланцы и кремнистые породы отделяют зеленокаменные породы нижнего кембрия от пород ордовика. В ряде мест разрывные нарушения приводят в соприкосновение зеленокаменные породы с послекембрийскими породами.

В восточной части геосинклинали, в пределах юго-востока Нового Южного Уэльса, в ядрах антиклинальных структур выходят породы предположительно кембрийского возраста: 1) вдоль южного побережья Нового Южного Уэльса под несогласно перекрывающимися их верхнеордовикскими отложениями залегают мощные роговики, филлиты, граувакки и подушечные лавы; 2) в мощном разрезе филлитов в районе Снежных гор верхняя часть отложений относится к ордовику, а нижняя, возможно, — к кембрию; 3) у Канберры к кембрию может относиться нижняя часть толщи песчаника Блек-Маунтин, возраст которого определен как досреднеордовикский; 4) близ г. Веллингтон выходят граувакки и сланцы донинеордовикского возраста; 5) в районе г. Кобар нижеордовикские отложения несогласно перекрывают толщу глинистых, аспидных и кремнистых сланцев, аргиллитов и туфогенных образований, условно относимых к кембрию; 6) севернее г. Брисбен зеленокаменные породы Роксберг частично могут быть кембрийскими (Örik, 1956; Brown et al., 1968).

Ордовик. Начиная с ордовика, данные по истории развития Лакланской геосинклиальной системы становятся более полными. Ордовикские отложения широко распространены и обычно приурочены к антиклинальным структурам. Вдоль краев синклинальных структур известны только верхи ордовика. Хорошая фаунистическая охарактеризованность позволяет выделить все три отдела этой системы.

Крайний юго-западный разрез Лакланской геосинклиальной системы изучен в Западной Тасмании Соломоном (Solomon, 1962, 1965), Кампаной и Кингом (Campana, King, 1963). Самые древние породы относятся к группе Джуни, которая залегает с угловым, а местами с азимутальным несогласием на кембрийской группе Дандас. Вне областей антиклинальных поднятий ордовикские образования согласно залегают на кембрийских. Нижняя часть группы сложена конгломератом Джукс, материалом для образования его гальки послужили вулканисты серии Маунт-Рид. В основании разреза в конгломерате Джукс содержатся неокатанные и полукатанные глыбы диаметром до 1 м, мощность его около 300 м. Выше залегает конгломерат Оуэн. Нижний Оуэн сложен серыми и желтоватыми крупногалечными конгломератами, возможно, речного происхождения (Solomon, 1965); средний Оуэн — красноватыми среднегалечными конгломератами и крупнозернистыми песчаниками; верхний Оуэн — красными мелкозернистыми песчаниками с морской фауной. Эта сортировка материала вверх по разрезу очень характерна, она свидетельствует о выравнивании окружающего рельефа. Мощность конгломерата Оуэн очень изменчива — от 200 до 2000 м.

Толща конгломератов согласно перекрывается пестроцветными песчаниками и алевролитами Кэролайн-Крик с фауной трилобитов, брахиопод и гастропод, относимой к аренигу. Вверх по разрезу, а также по простираению их сменяют известковые алевролиты и аргиллиты, известные под названием аргиллиты Флорентайн-Вэлли. Возраст их также аренигский. Мощность достигает 300 м. Венчает разрез ордовика Западной Тасмании известняк Гордон — толща, представленная слоистыми кальцилотитами и калькаренитами с примесью доломита и

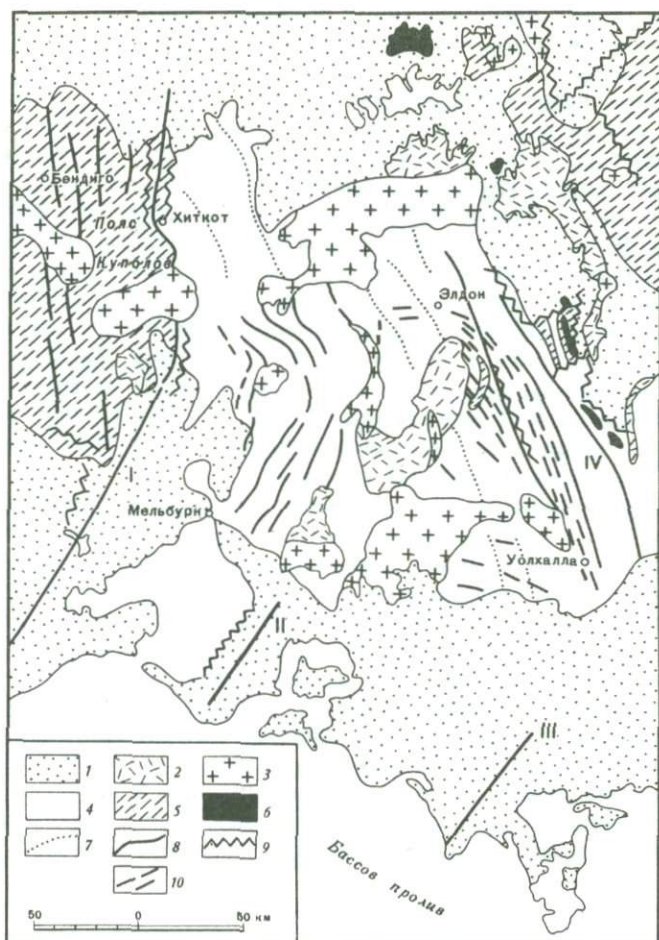


Рис. 19. Схематическая карта тектонического строения района Центральной части Виктория (Brown et al., 1968)

1 - постдевон; 2 - кислые вулканогенные породы; 3 - гранитные породы; 4 - силур+девон; 5 - ордовик; 6 - кембрий; 7 - простирации слоистости; 8 - осевые линии антиклиналей: I - антиклиналь Хиткот, II - антиклиналь Морнингтон, III - антиклиналь Уората-Булара, IV - антиклиналь Юсфул; 9 - разломы; 10 - зоны развития даек простирации слоистости; 8 - осевая линия складки; 9 - разломы; 10 - зоны развития даек

кремнезема. К северо-западу содержание терригенного материала увеличивается. Максимальная мощность толщи 1800 м. Отмечаются обильные остатки кораллов, брахиопод, пелеципод, трилобитов, мшанок, водорослей, наутилоидей; встречаются отдельные прослои с граптолитами. Фауна носит очень мелководный характер, но рифы не обнаружены. Самая древняя фауна характеризует средний арениг, а самая молодая - верхи ордовика.

На континенте геосинклинальные условия в ордовике устойчиво установились во всем штате Виктория. В Центральной Виктории поток кварцевого обломочного материала начал поступать с начала ордовика, образуя очень мощную монотонную толщу чередующихся граувакк, глинистых и аспидных сланцев, отложившуюся в анаэробных условиях батинальной фации. Линзообразные слои граувакк переслаиваются с темными сланцами, часто с осадочным пиритом. У Бендиго (рис. 19) мощность разреза от нижнего до среднего ордовика достигает 3000 м (Singleton, 1965).

В восточной части штата Виктория, в Снежных горах, которые простираются далее на северо-восток - в штат Новый Южный Уэльс, отложения ордовика

представлены в основном граувакковыми сланцами, местами сильно метаморфизованными (Brown et al., 1968).

В Новом Южном Уэльсе разрез ордовика сильно меняется фашиально при движении с запада на восток и с юга на север ("Geology of N.S.W. ...", 1969). К востоку от Кобара на отложениях, условно отнесенных к кембрию, залегает сланцевая толща ордовика, представленная филлитами и кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, переслаивающимися с кварцитами и линзами метаморфизованных известняков; в последних обнаружена фауна, на основании которой они отнесены Опилом (Богданов, 1967) к среднему и верхнему ордовику. Мощность толщи около 1000 м.

Сильно меняется литологический состав и увеличивается мощность отложений по направлению на восток и юго-восток. В Снежных горах, по данным Опики (Богданов, 1967), в основании разреза залегает мощная толща граувакк (до 2500 м), условно относимая к низам ордовика. Она перекрывается среднеордовикской толщей, сложенной переслаивающимися черными и серыми кремнистыми и глинистыми сланцами с андезитовыми и диабазовыми лавами и их туфами мощностью до 3500 м. Верхи разреза слагают черные сланцы Адаминаби, содержащие граптолиты верхнего ордовика. Общая мощность ордовика в Снежных горах достигает 7000 м.

Значительно севернее Канберры, в районе городов Молонг и Ориндж, ордовикские образования были детально изучены Пакамом (Packham, Conolly, 1969). Нижнюю часть разреза слагают андезиты, диабазы и их туфы, в них наблюдаются слои глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами нижнего ордовика. Выше они сменяются известняками серии Бартон с фауной кораллов среднего и верхнего ордовика. По направлению на юг и юго-восток мощность известняков уменьшается, они постепенно выклиниваются, а в разрезах их замещают андезиты и их туфы, чередующиеся с кварц-полевовшатовыми песчаниками, граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами. Верхнеордовикские образования в районе Молонг-Ориндж всюду представлены вулканитами с прослоями кремнистых и глинистых сланцев, содержащих граптолиты верхнего ордовика. Общая мощность ордовика здесь достигает 4000 м.

Анализ материала позволяет сделать вывод, что в Лакланской геосинклинальной зоне с запада на восток в ордовике происходит смена мигеосинклинальных формаций эвгеосинклинальными. В северной части геосинклинальной зоны (Северный Квинсленд) отложения ордовика неизвестны (White, 1965).

Силур. Отложения силура в Лакланской геосинклинальной зоне не имеют такого широкого распространения, как ордовикские, и изучены слабее. Частично это объясняется тем, что в результате тектонических движений, локально проявившихся во время так называемого орогенеза Бенамбран, начавшегося в конце верхнего ордовика и продолжавшегося в нижнем силуре, местами нижнесилурийские отложения отсутствуют. Кроме того, отложения силура, как и нижнего девона, преобладают в пределах синклинальных структур. Вследствие этого они изучены хуже ордовикских. В ряде районов силурийские отложения описываются совместно с девонскими. Наиболее широко они распространены в Мельбурнском прогибе, прослеживаемом от широты г. Мельбура на юге (см. рис. 19) до медных рудников Кобар в центральной части штата Новый Южный Уэльс на севере. В Центральной Виктории силурийские отложения ограничены осью антиклинория Хиткот на западе и осью антиклинория Веллингтон на востоке; они согласно залегают на верхнеордовикских. К северо-востоку от Мельбура на р. Голберн отложения силура совершенно согласно, с постепенным переходом сменяют отложения верхнего ордовика.

По направлению на север силурийские образования Мельбурнского прогиба погружаются под мезо-кайнозойские осадки впадины Марри и вновь выходят на поверхность в центральной части Нового Южного Уэльса, в районе крупного медного месторождения Кобар. Стратиграфия силурийских отложений в прогибе Кобар изучена недостаточно. Частично это объясняется тем, что систематические исследования проводились почти исключительно в районах месторождений. Соотношения формаций в разрезе определены недостаточно четко и вызывают много споров (Thomson, 1953; Russell, Lewis, 1965).

В Западной Тасмании силурийские отложения объединены с нижнедевонскими в группе Эддон (Solomon, 1965). Базальные слои силурийского разреза здесь известны как песчаники Кроти. В толще преобладают песчаники, в основании гравелиты, выше располагаются прослои алевролитов и известняков. Мощность толщи около 500 м. В алевролитах обнаружена фауна нижнего и среднего лландовери (Banks, 1962₃; Solomon, 1965). На них согласно залегает толща сланцев Абер, представленная алевролитами с тонкими прослоями известняков, а в верхней части — кварцитов. Эти породы содержат фауну венлока и, возможно, нижнего лудлова. Мощность толщи около 350 м. Верхи разреза изучены в долине р.Лоддон и в районе свинцово-цинкового рудника Зиан. Это толща чередующихся тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 250 м. В ней найдена фауна, характерна для лудлова (Banks, 1962₃).

В антиклинальной зоне в Новом Южном Уэльсе к востоку от Канберры довольно полный стратиграфический разрез силура изучен Брауном (Богданов, 1967; Brown et al., 1968).

Здесь, в районе Ясс и южнее, в лландовери преобладают проявления кислого вулканизма. Формации Хоккинс и Дуро сложены вулканогенными породами, выделяемая между ними формация Банго — туфами, песчаниками, аргиллитами, иногда известняками. Далее следуют формации Ясс и Лейдло, в состав которых в различных соотношениях входят туфы, туфогенные песчаники, аргиллиты и маломощные известняки. Все эти осадки отлагались в очень мелководных условиях. Венчающая разрез серия Хьюм состоит из чередующихся аргиллитов и глинисто-туфогенных сланцев с подчиненными довольно мощными слоями известняков. Общая мощность разреза 2800—3000 м. Толщу характеризует фауна кораллов, брахиопод, трилобитов и граптолитов, датирующая ее возраст от среднего лландовери до верхнего лудлова.

Далее на восток, в окрестностях Канберры, между отложениями ордовика и силура отмечается перерыв в осадконакоплении и угловое несогласие (Brown et al., 1968). Отложения лландовери представлены осадочным комплексом пород — песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями карбонатных пород, а отложения венлока — в значительной мере вулканогенными образованиями. Верхи разреза силура здесь слагают уже исключительно эффузивные образования.

Изучение районов к западу и к востоку показало, что по направлению на запад в разрезах силура увеличивается роль осадочных пород, а на восток — вулканогенных образований.

К северу от Канберры, в районе городов Веллингтон и Ориндж, Пакэмом и другими исследователями (Богданов, 1967; Packham, Conolly, 1969) детально изучены разрезы силурийских отложений. Здесь выделяют крупное поднятие Молонг и на краях его прогибы Каура и Хилл—Энд. Разрезы прогибов очень сходны; в них преобладают осадочные породы (граувакки, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков) и вулканогенные образования, представленные риолитовыми лавами и их туфами. В пределах поднятия Молонг преобладают вулканогенные образования с подчиненными карбонатными. Эти структуры имеют меридиональные простирания и протягиваются на север, где погружаются под мезозойские отложения Великого Артезианского бассейна.

Геосинклинальный прогиб в Северном Квинсленде начал заполняться только в силурийское время вдоль зон разломов Палмервилл и Бердекин—Ривер, по-видимому, имевших глубинное заложение в докембрийском фундаменте (Brooks, 1960₂; Keyser de et al., 1960). У западного края прогиба, вдоль разлома Бердекин—Ривер и в центральной части "залива" Брокен—Ривер, выходят самые древние слои нижнего палеозоя, условно относимые к среднему и верхнему силуру (?) (White, 1965). Здесь выделяется самая древняя формация Уайруна, сложенная тонкослоистыми аргиллитами, кварцевыми алевролитами, мелко- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, подчиненное значение имеют яшмовые породы, граувакки и кварциты. В основании формации выходят галечные и валунные конгломераты, залегающие непосредственно на докембрии блока Джорджтаун. Мощность формации около 1500 м. В формации Уайруна найдены трилобиты верхнего лландовери и венлока, а также брахиоподы, кораллы, мшанки

и пелелиподы. Здесь впервые в Квинсленде найдены граптолиты, представители рода *Monograptus*. Внутри формации Уайруна выделяются фация рифовых известняков Карриерс-Уэлл максимальной мощностью около 300 м и эффузивная фация Эвереттс-Крик. Эффузивы представлены альбитизированными базальтами (спилитами) и сопровождаются агломератами, туфами и граувакками.

На формации Уайруна трансгрессивно залегает формация Грейвьярд-Крик. Основание формации сложено галечными и валунными конгломератами, иногда залегающими непосредственно на поверхности докембрия (конгломерат Крукед-Крик). Выше располагается пачка Джек, сложенная известняками с линзами песчаника, содержащего богатую фауну кораллов венлока и лудлова. В верхней части разреза количество линз песчаника увеличивается; венчается разрез пачкой граувакковых алевролитов и песчаников с отдельными линзами известняков, содержащих фауну нижнего девона. Общая мощность формации 3000-3600 м. Самые верхи формации уже могут относиться к нижнему девону.

Уайт (White, 1965) считает, что формацию Грейвьярд-Крик можно сопоставить с формациями Чиллаго и Маунт-Гарнет, выходящими в 150-200 км севернее Кларк-Ривер в районе медных рудников Чиллаго (Keyser de, Wolff, 1964). Кейсером и Лукасом (Keyser de, Lucas, 1968) эти формации описаны подробно. Формация Чиллаго - самая древняя в этом районе - выходит вдоль зоны разлома Палмервилл, слагая узкий пояс длиной около 15 км. Она представлена песчаниками, в основании тонкозернистыми, серицитизированными кварцевыми песчаниками или алевролитами. Выше следует толща граувакк, конгломератов и брекчий, крупно- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, кварцитов, яшм и кремнистых сланцев. В них линзовидно залегают пласты миндалекаменных базальтов и известняков. Базальты включают альбит, кальцит, хлорит и эпидот, лишь некоторые разности содержат свежий пироксен, темноцветные минералы обычно нацело хлоритизированы. В известняках найдена фауна кораллов, среди которых определены силурийские виды (венлока и лудлова), а также ниже- и среднедевонские.

Формация Маунт-Гарнет ранее была известна как слои Харбертон, в настоящее время от этого названия отказались (Keyser de, Lucas, 1968). Ее рассматривают в качестве фациального аналога формации Чиллаго того же возраста. Формация характеризуется быстрой местной фациальной изменчивостью, косой слоистостью и местами внутриформационными несогласиями. Литологически она сходна с формацией Чиллаго, но отлагалась уже в прибрежно-континентальных условиях.

Нижний и средний девон. В пределах Лакланской синклинали системы ниже- и среднедевонские образования известны в синклинали зонах, где они связаны постепенными переходами с подстилающими породами. Так называемый орогенез Баунинг вызвал широкое распространение поднятий, на которых ниже- и среднедевонские отложения либо неизвестны, либо представлены неполным разрезом. В пределах Лакланской системы наблюдается крупное угловое несогласие между отложениями среднего и верхнего девона (хотя движения начали проявляться уже в конце нижнего девона). Последний представлен красноцветной молассой в наложенных впадинах и поэтому будет рассмотрен отдельно.

В западной части Лакланской геосинклинали системы ниже- и среднедевонские отложения изучены в Мельбурнском прогибе, в пределы которого попадают штаты Виктория, Новый Южный Уэльс и область Тасмании. В Мельбурнском прогибе, по данным Брауна и др. (Brown et al., 1968), севернее Мельбурна между силуром и девонem перерыва в осадконакоплении не наблюдается. Граница между этими системами проходит в немой части разреза.

Вдоль восточного края прогиба, в штате Виктория, разрезы девона хорошо изучены. На севере, западнее г.Элдон (см. рис. 19), выделяется группа Уолхалла, которая без видимого несогласия перекрывает слои силура. В основании разреза залегают невыдержанные линзы конгломератов и ассоциирующие с ними грубозернистые песчаники, которые вверх по разрезу переходят в мелкозернистые песчаники и алевролиты. В них обнаружены неопределимые ближе остатки брахиопод девонского облика.

На продолжении Мельбурнского прогиба – в прогибе Кобар в Новом Южном Уэльсе – выделена группа Амфитеатр мощностью около 1500 м, сложенная мелководными алевролитами, аргиллитами, песчаниками и кварцитами; они содержат обильную фауну, указывающую на верхи нижнего и среднего девон (Russell, Lewis, 1965).

В антиклинальной зоне, ограничивающей Мельбурнский прогиб с востока вдоль разломов в грабен-синклиналиях (например, Таббераббера) осадконакопление продолжалось в нижнем девоне и захватывало значительную часть среднего девона (Crook, 1961). Мощность осадков здесь меньше, чем в Мельбурнском прогибе; увеличивается роль грубообломочных пород. Девонские отложения залегают здесь с угловым несогласием на ордовикских. По данным Талента, детально изучавшего район (Brown et al., 1968), в основании разреза залегают базальные конгломераты и грубозернистые песчаники формации Уайлд-Хорс, а сверху – песчано-сланцевая формация Таббераббера. В ней найдена обильная фауна брахиопод, пелеципод и гастропод, датирующая возраст интервал зиген – эйфель.

Восточнее, в долинах рек Мариндейл и Бакан, ниже- и среднедевонские отложения выполняют сходную с Таббераббера грабен-синклиналь, но разрез здесь заметно меняется. По данным Тейхерта и Талента (Богданов, 1967; Brown et al., 1968), в основании разреза залегают мощные эффузивы Сноуи-Ривер, трансгрессивно перекрывающие более древние палеозойские образования. Толща эффузивов представлена лавами порфиритов, лаваагломератами и туфами с прослоями песчаников. Присутствуют также маломощные слои риодацитов, кератофигов и андезитов. В районе Бакана вулканогенные породы Сноуи-Ривер перекрыты мощной толщей слоистых туфов и известняков, а затем известняками Бакан-Кейвс, среди которых встречаются рифогенные участки. Фауна кораллов, брахиопод, цефалопод, мшанок и др., найденная в карбонатных породах, характерна для верхов нижнего и среднего девона. Общая мощность разреза более 2000 м.

В той же антиклинальной зоне на юге, в западной части о. Тасмания, к нижнему девону, по-видимому, относятся самые верхние формации группы Элдон (силур – девон). Это песчаники Флоренс (500 м) и глинистые сланцы Белл (Solomon, 1965). На западном берегу залива Сперо отлагались известняки, песчаники и конгломераты верхов нижнего и низов среднего девона.

По простиранию зоны на север, в Новом Южном Уэльсе, сходный разрез отложений нижнего и среднего девона наблюдается в долине р. Маррамбиджи.

К северу от Канберры, в районе городов Веллингтон, Молонг и Ориндж, разрезы девона изучены в поднятии Молонг и по краям его, в прогибах Каура и Хилл-Энд (Богданов, 1967; Packham, Conolly, 1969).

Характерна резкая смена фаций при переходе от синклинальных прогибов к антиклинальным поднятиям. В прогибе Каура в основании разреза отлагались крупнообломочные терригенные породы и туфогенные породы формации Уотербич (Packham, Conolly, 1969). Возрастными аналогами их в антиклинальной зоне Молонг являются андезитовые и дацитовые лавы Кага-Барга. В верхах разреза появляются прослои карбонатных пород, мергелей, известково-глинистых сланцев, отмечается постепенный переход к известнякам формации Гэрра. Известняки наблюдаются также в верхах разреза антиклинали Молонг. Карбонатные породы и известняки включают фауну среднего и верхнего девона. Мощность осадков в прогибе Каура достаточно велика (до 2500 м), в антиклинальном поднятии Молонг она едва составляет 300–350 м. В прогибе Хилл-Энд седиментация шла очень быстро, мощность разреза девонских отложений достигает, вероятно, 6000 м. Литологически разрез прогиба Хилл-Энд сходен с разрезом прогиба Каура.

Далее на север, в Северном Квинсленде, ниже- и среднедевонские отложения развиты в пределах грабена Брокен-Ривер северо-восточного простирания, ограниченного разломом Бердекин-Ривер на северо-западе и разломом Кларк-Ривер на юге (White, 1965) (рис. 20). К сожалению, уломянутая структура не выделена ни на карте, ни в тексте работы Н.А. Богданова (1967), поэто-

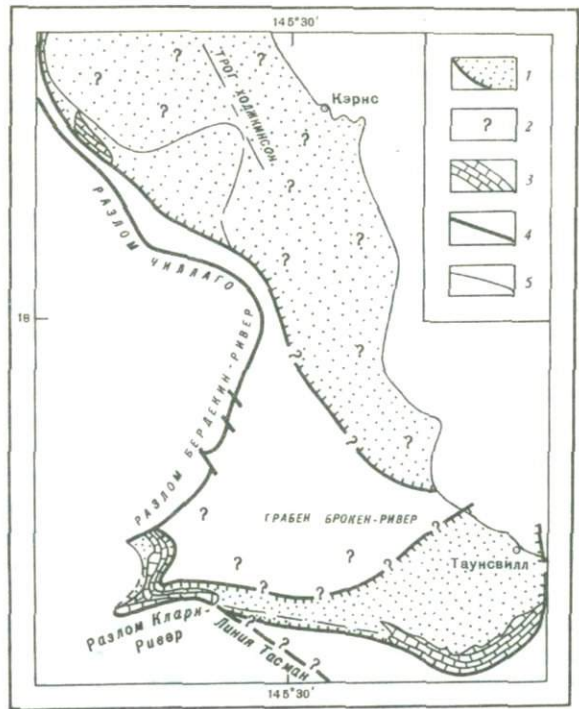


Рис. 20. Характер осадконакопления в бассейнах Северного Квинсленда в среднем девоне (White, 1965)

1 - области осадконакопления (шельфы); 2 - вероятные области осадконакопления; 3 - рифовые известняки; 4 - разломы; 5 геологические границы

му приведенное им описание ниже- и среднедевонских отложений данного района страдает неточностью. Уайтом (White, 1965) описана формация Брокен-Ривер, которая несогласно перекрывает формацию Грейвъярд-Крик (верхи силура). Отложения этой формации занимают большую площадь в центральной части грабена. Ее слагают рифовые известняки, известняковые конгломераты, полимиктовые конгломераты, калькарениты, кальшидутиты, известковые песчаники, сланцы и алевролиты. Мощность формации около 5000 м. Известняки образуют девять отдельных линз, которые представляют собой коралловые рифы. Среди кораллов определены роды, характерные для живетского яруса; некоторые формы характерны для эмса (верхи нижнего девона). Фациальным аналогом формации Брокен-Ривер, вероятно, является формация Бердекин, развитая в грабене восточнее; мощность ее около 2500 м. В ней встречено также несколько коралловых рифов с представителями родов эмса и живета.

В самой северной части Квинсленда, в бассейне р. Ходжинсон, девонские отложения распространены широко (примерно от 17° до $18^{\circ} 30'$ ю. ш.). Они представлены формацией Ходжинсон; по данным Кейзера и Лукаса (Keyser de, Lucas, 1968), возрастной диапазон ее - средний и верхний девон. Разрез формации Ходжинсон сложен ритмически переслаивающимися разнозернистыми граувакками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами с радиоляриями, известняками и основными эффузивами. Максимальная мощность разреза достигает 9000 м. Возраст формации определяется по среднедевонским кораллам и брахиоподам и верхнедевонским растительным остаткам. В восточном направлении породы становятся все более метаморфизованными. На побережье они известны как метаморфический комплекс Баррон-Ривер.

Верхний девон - карбон. Как считают австралийские геологи, на характер фаций и условия залегания верхнедевонских и каменноугольных отложений Лакланской складчатой системы большое влияние оказали тектонические движения так называемого орогенеза Таббераббера, которые начали проявляться еще в нижнем девоне и максимальной интенсивности достигли в среднем девоне. Особенно сильно эти движения проявились в Тасмании, где отложения верхнего девона и карбона отсутствуют.

В конце среднего девона на территории штатов Виктория и Новый Южный Уэльс имели место мощные проявления магматической активности.

В геосинклинальной системе Лаклан прекратилось развитие морских прогибов и на протяжении верхнего девона и карбона шла внеморская седиментация, которая была ограничена грабенами. В них отлагались континентальные красноцветные и вулканогенно-осадочные образования с остатками растений и фауной рыб. В Западной Виктории одна из таких структур приурочена к Грампианскому хребту.

В Виктории в верхнем девоне были широко распространены вулканы (Singleton, 1965). В Центральной Виктории вулканизм был сосредоточен в многочисленных кальдерах. Мощность лавовых скоплений в них достигает 1500 м. Первоначально изливались относительно маломощные кислые лавы и игнимбриты с подчиненными андезитами и базальтами. Пирокласты встречаются спорадически. Позднее следовали потоки лав невадитов, риодацитов и гиперстеновых дацитов. Иногда конгломераты переслаиваются с риодацитами. Некоторые кальдеры Виктории описаны Хиллсом (Hills, 1959).

В Западной Виктории разрез верхнего девона начинается риолитами с подчиненными трахитами. Покрывающие их грампианские песчаники отлагались в быстро опускающемся грабене. Мощность толщи песчаников внутри грабена достигает 6000 м, у бортов она уменьшается. Грампианские песчаники заключают верхнедевонские осадки, которые постепенно переходят в нижнекарбонные (Singleton, 1965).

По данным Пакама и Конолли (Packham, Conolly, 1969), верхнедевонская седиментация в Новом Южном Уэльсе (кроме Новой Англии) была приурочена к опущенным участкам поверхности древних складчатых сооружений. В Центральной провинции низы верхнего девона представлены базальными аркозами и литоидными породами группы Херви с остатками рыб *Bothriolepis* и флоры *Lep-tophloeum*. Восточнее, в районе Магди, появляются морские фаши; мощность этих отложений увеличивается по направлению к региону Новой Англии, где в верхнем девоне еще господствовали морские условия.

В верхах верхнего девона континентальные осадки большой мощности отложились в Западной провинции. Здесь ритмически переслаиваются песчаники, красные кварцевые алевролиты и аргиллиты. По направлению на восток мощность разреза уменьшается. Верхнедевонские осадки отлагались в небольших впадинах, разделенных поднятиями более древних смятых в складки пород. Большинство осадков, по-видимому, образовалось на аллювиальных равнинах и в озерах. Верхи разреза представлены отложениями группы Катомбал, в которых сохранились остатки растений рода *Phacopteris*, характеризующего нижний карбон. Возможно, что часть отложений мощной группы Катомбал относится еще к верхнему девону.

В пределах штатов Тасмания, Виктория и Новый Южный Уэльс в Лакланской системе породы среднего и верхнего карбона, по-видимому, отсутствуют.

В Северном Квинсленде верхнедевонские и каменноугольные отложения известны в других фашиях.

В бассейне р. Кларк верхнедевонская и каменноугольная седиментация имела место в изолированных бассейнах, образовавшихся на осушавшейся поверхности при постепенном отступании моря. Здесь отложились осадки формации Кларк-Ривер. Они представлены кварцево-яшмовым конгломератом, кварцевыми грауваками, кварцевыми песчаниками и алевролитами. Близ основания разреза и в его средней части залегают линзы известняка с морской фауной, известковистого алевролита и песчаника. Местами в песчанике и в конгломерате наблюдаются косяя слоистость и знаки ряби. Мощность формации 1500–2500 м, мощность слоев морских известняков колеблется от нескольких до первых сотен метров. В средней части разреза известковистые песчаники и алевролиты содержат обильную фауну кораллов, брахиопод, пелелипод и гастропод, которые определяют возраст как турне. В вышележащих крупнозернистых песчаниках и гравелитах найдены растительные остатки *Lepidodendron* (White, 1965).

В самой северной части Квинсленда в бассейне р. Ходжкинсон к верхнему девону, как уже упоминалось выше, относится верхняя часть формации Ходжкинсон (Keyser de, Lucas, 1968).

Каменноугольные отложения развиты здесь в районе Хербертон-Маунт-Гарнет-Курбура. Они представлены песчаником Монталбион и формацией Рингроз, относящимися к нижнему карбону, а также конгломератом Силвер-Вэлли, который относят к среднему карбону (московскому ярусу). Все эти отложения имеют континентальный характер.

Пермь. В Лакланской зоне отложения перми — главным образом континентальные пестроцветные, ледниковые, местами угленосные.

Наиболее полный разрез перми изучен в Тасмании. Здесь на протяжении перми и, возможно, триаса отложилась толща мощностью несколько тысяч метров, сложенная аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами (тиллоидами?) и известняками. Отложение осадков охватывает два цикла морской седиментации, разделенных континентальными циклами (Solomon, 1965).

Разрез перми в грабене Миддлэнд подробно изучен Банксом (Banks, 1962). В основании разреза он выделяет горизонт тиллоитоподобных конгломератов и тиллоидов, переслаивающихся с косослоистыми песчаниками, конгломератами и гравелитами. Мощность горизонта не превышает 200 м. На них согласно залегает фашиально меняющаяся толща, в центре представленная чередующимися известковистыми алевролитами, аргиллитами, мергелями и органогенными известняками, а на периферии сменяющаяся чередующимися песчаниками и алевролитами с прослоями мелкогалечного конгломерата. В этой толще собрана фауна и флора сакмарского яруса. Выше залегает толща, сложенная континентальными и морскими косослоистыми песчаниками, гравелитами и алевролитами с линзами конгломератов и мергелей, относимая к артинскому, кунгурскому и казанскому ярусам (Богданов, 1967). Разрез венчается угленосной толщей верхней перми.

Тектонические структуры

Лакланская складчатая система имеет очень сложное строение, неоднородное на всем протяжении от о-ва Тасмания до о-ва Кейп-Йорк. Антиклинальные и синклинальные зоны, выделенные Н.А. Богдановым (1967), к сожалению, не прослеживаются по простиранию всей системы. В ней можно выделить скорее регионы, характер структур которых меняется в меридиональном направлении: 1) Тасмания с соседними островами; 2) южная и центральная части Виктории и центральная часть Нового Южного Уэльса; 3) северная часть Квинсленда.

Острова Тасмания, Кинг и другие острова Бассова пролива. В пределах этого региона породы докембрия и нижнего палеозоя слагают крупные структуры, выделяемые Соломоном (Solomon, 1962; Solomon, 1965): самый крупный антиклинорий Тайен расположен в юго-восточной части острова, синклинорий Зиан в хребте западного побережья на севере сменяется синклинорием Райлтон, антиклинорий Рокки-Кейп расположен на крайнем северо-западе Тасмании и захватывает также о.Кинг.

Антиклинорий Тайен сложен сильно метаморфизованными породами докембрия. Они смяты в изоклинальные, часто опрокинутые складки, осложняющие крылья синклиналей и антиклиналей более крупного порядка. Общее простирание складок близко к меридиональному. Спрай (Spry, 1963) утверждал, что докембрийские породы антиклинория претерпели, по крайней мере, две фазы деформаций. Простирание складок синклинория Зиан почти меридиональное (рис. 21). Нижнепалеозойские породы, слагающие его, залегают на верхнепротерозойских и в ряде мест отделены от них продольными разломами. Вдоль этих разломов, заложившихся в верхнем кембрии, возникли антиклинории Тайен и Рокки-Кейп (Solomon, 1965). Многие австралийские исследователи сравнивают этот синклинорий с рифтом. Он имеет резко асимметричную форму. Восточное крыло его положе западного; оно сложено преимущественно кембрийскими и в меньшей степени ордовикскими отложениями и дислоцировано рядом линейных складок, осложненных поперечными сбросами. Узкой антиклиналью Дандас восточное крыло синклинория отделяется от его осевой части, выполненной отложениями ордовика, силура и нижнего девона. Западная часть ядра синклинория многочисленными разломами разбита на отдельные блоки. К разрывным нарушениям приурочены интрузии и дайки серпентинитов (рис. 22). Западное крыло синклинория Зиан



Рис. 21. Карта направления простираний складок на о. Тасмания (Solomon, 1965)

имеет более простое строение. Оно сложено кембрийскими и верхнепротерозойскими породами, образующими крутую моноклираль, разбитую многочисленными разломами, имеющими простирание, общее с простиранием синклинория. К западному крылу синклинория Зиан приурочены крупные полиметаллические месторождения Зиан и Розбери.

Севернее в палеозойских образованиях синклинория Зиан меридиональные простирания меняются на широтные простирания (см. рис. 21) синклинория Райлтон. Последний не имеет такой троговой формы, как Зиан. Он также построен асимметрично, южное крыло положе северного. На западе ядро синклинория слагают отложения ордовика; на востоке шарнир погружается, и здесь преобладают силурийские и нижнедевонские образования. Последний структурный элемент Тасмании — антиклинорий Рокки-Кейп — занимает северо-западный угол острова и протягивается до о. Кинг. Он сложен слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими породами. Спрай считает, что метаморфические породы здесь смяты в узкие линейные складки с крутыми углами наклона крыльев, осложненные многочисленными разрывами, сопровождающимися мелкой складчатостью и плейчатостью второго порядка. Северо-западное крыло антиклинория погружено под воды Бассова пролива.

Складкообразование в Тасмании происходило в основном в среднем девоне¹ и было наиболее интенсивным в этой части Лакланской геосинклинали. Дифференциальные движения имели место еще в кембрии, ордовике, силуре и нижнем девоне. Антиклинорий Тайен вел себя как относительно жесткое ядро, но все же участвовал в этой обширной складчатости. Преобладающее простирание складок — северо-западное. Наложение складок этого простирания на более ранние структуры обусловило изменение углов падения и сказалось в образовании главных разломов между блоками с различными простираниями. В некоторых районах

¹ Так называемый орогенез Таббераббера.

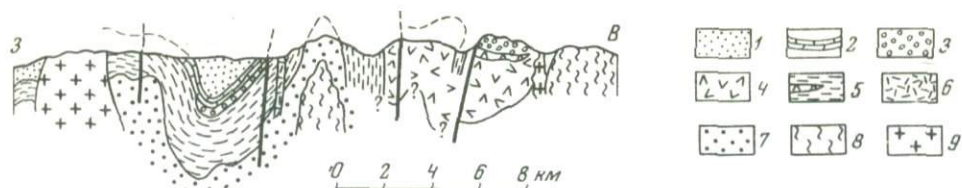


Рис. 22. Геологический разрез через синклиорий Зиан (Samrana, 1963)

1 - силур; 2-4 - ордовик; 2 - известняки Гордон, 3 - конгломераты Оуэн, 4 - брекчия Дожукс; 5 - кембрий; 6 - серпентиниты; 7-8 - докембрий: 7 - верхние кварциты, 8 - нижние кварциты; 9 - граниты

складки северо-западного простирания изгибаются до широтных. Эти зоны характеризуются разломами со значительными вертикальными и горизонтальными перемещениями. Такой является зона разломов Линда, прослеживающаяся в формациях Оуэн и в докембрии; к ней приурочено медное месторождение Маунт-Лайелл (Solomon, 1965).

Иной характер имеет развитие тектонических структур Лакланской складчатой системы в южной части континента.

Южная и центральная части Виктория и центральная часть Нового Южного Уэльса. Основным отличием от Тасмании является отсутствие крупных антиклинориев, сложенных верхнепротерозойскими породами. В Виктории пока неизвестны выходы образований докембрия, а в Новом Южном Уэльсе только недавно определены как верхнепротерозойские гранитоиды, выходящие в ядрах антиклинальных складок в Снежных горах (Richards et al., 1966₁).

В западной части Виктории, к западу от антиклинория Хиткот, нижнеордовикские породы смяты в брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки меридионального простирания, образуя пояс брахикуполов (см. рис. 19; Brown et al., 1968). Эти структуры, вероятно, возникли в результате складкообразования в позднем ордовике и нижнем силуре (так называемый орогенез Бемембран).

Антиклинорий Хиткот-Маунт-Уильям имеет асимметричное строение, ширина его до 5 км, длина около 250 км (Богданов, 1987). Западное крыло сложено породами нижнего ордовика, стоящими почти вертикально. Оно осложнено многочисленными продольными разломами. Ядро слагают кембрийские породы. Вдоль оси антиклинория прослеживается цепь даек серпентинита. Восточное крыло оборвано крупным разломом и погружено под отложения Мельбурнской синклинальной зоны. Максимальная ширина этой зоны на широте Мельбурна достигает 200 км. Она прослеживается от южного побережья Австралии на север до границы со штатом Новый Южный Уэльс. Здесь слагающие ее силурийские и нижнедевонские образования погружаются под мезо-кайнозойский чехол впадины Марри. Восточный край этой зоны выходит на поверхность в центральной части Нового Южного Уэльса, в районе Кобара. Структуры Мельбурнской зоны имеют север-северо-западные простирания, и только на самом юге они меняются на юго-западные. Возможно, что этот изгиб обусловлен выступом докембрийского складчатого основания северо-западной Тасмании и о.Кинг. В Мельбурнской синклинальной зоне выделяются узкие линейно вытянутые антиклинории и синклиории. Ядра синклинориев сложены нижнедевонскими, а антиклинориев - силурийскими образованиями. Ширина антиклинориев 10-15 км, длина 100-150 км. Они имеют правильную симметричную форму. На крыльях породы падают под углами 40-60°, в ядрах - 30-40°. Антиклинории сложены симметричными мелкими линейными складками. Изоклинальная складчатость и плейчатость отсутствуют.

На севере в центральной части штата Новый Южный Уэльс изучена лишь восточная часть Мельбурнской синклинальной зоны. Здесь силурийские породы группы Кобар и девонские породы группы Амфитеатр выполняют ядро синклинали. В зоне сочленения с западным бортом Восточной антиклинальной зоны наблюдаются сложные дислокации, крутые, узкие линейные складки на крыльях, осложненные разрывами. В ядрах отдельных антиклинальных складок выходят метаморфизо-

ванные породы ордовика. К западу складки Мельбурнской зоны выполаживаются. Ширина симметричных синклиналиных складок здесь 3–5 км, углы падения на крыльях 20–30°.

Гранитные интрузии и дайки в центральной части Нового Южного Уэльса имеют вытянутую форму, ориентированную согласно с общим простиранием структур. Все структуры протягиваются на север до долины р. Дарлинг, где срезаются линеamentом Дарлинг и погружаются под мезо-кайнозойские отложения Великого Артезианского бассейна.

К востоку от Мельбурнской зоны, в восточной части штата Виктория и в центральной части Нового Южного Уэльса, складчатость выражена интенсивнее, структуры отличаются большей сложностью. Н.А. Богданов (1967) выделяет здесь две зоны – антиклинальную и синклиналиную. Антиклинальную зону (Бенембран) он протягивает в Тасманию без достаточных на то оснований. Структуры этих регионов не обнаруживают признаков сходства.

Преобладают северо-западные простирания складок. И на востоке Виктории, и в Новом Южном Уэльсе широкие антиклинории, обладающие сложной внутренней структурой, сложены преимущественно породами ордовика; к ядрам антиклиналей приурочены многочисленные гранитные интрузии. Синклинории сложены силурийскими и нижнедевонскими образованиями.

Вся восточная зона, в отличие от Мельбурнской, испытывала тенденцию к поднятию. Поднятия происходили в результате не только завершения складкообразовательных процессов, но и внедрения гранитных масс (Brown et al., 1968). В ядре крупного антиклинория Омега (в западной части зоны) породы очень интенсивно дислоцированы и глубоко метаморфизованы. Возможно, что здесь кроме ордовикских выходят и более древние породы. Образование зон гранитизации по новейшим данным определений абсолютного возраста происходило, возможно, не только в конце ордовика и начале силура, но и в более раннее время.

Зона разломов отделяет антиклинорий Омега на востоке от крупного синклинория, прослеживающегося от южного побережья Австралии вдоль долины р. Сноуи через Снежные горы и захватывающего верховья р. Маррамбиджи. Этому синклинорию Н.А. Богданов (1967) дал наименование Бухан-Ясс. Строение этой структуры очень сложное, отдельные поперечные поднятия разделяют синклинорий на ряд синклиналиных структур второго порядка. Крупные разломы, ориентированные согласно с общим простиранием структур, ограничивают ряд горст-синклиналей. Наиболее крупное поперечное поднятие располагается на широте Снежных гор, у границы между штатами Виктория и Новый Южный Уэльс. Оно делит синклинорий на две части – южную (прогиб Бухан-Марриндейл) и северную (прогиб Ясс).

В поперечном поднятии Снежных гор широко распространены гранитные интрузии. Часть из них, вероятно, как считали ранее, имеет верхнеордовикский и силурийский возраст; граниты же, выходящие в ядрах антиклинальных структур в Снежных горах, согласно новейшим определениям (Richards et al., 1966) абсолютного возраста (по циркону), более древние – верхнепротерозойские (750 и 600 млн. лет).

На востоке синклинорий Бухан-Ясс граничит с антиклинорием, который прослеживается от юго-восточного угла Австралии в субмеридиональном направлении через Ориндж и Молонг до Веллингтона, севернее он погружается под мезо-кайнозойские отложения Великого Артезианского бассейна. Антиклинорий слагают породы ордовика, но вдоль осевой части его выходят кембрийские и, возможно, более древние образования. В ядре антиклинория они смяты в сложные изоклинальные складки, запрокинутые в разные стороны от его оси. Вдоль простирания оси антиклинория располагается цепь гранитных интрузий, прорывающих породы ордовика и ориентированных согласно с общим простиранием складчатых структур.

Вдоль обрамляющих антиклинорий разломов наблюдаются вертикальные и горизонтальные перемещения. На востоке, по границе с синклинорием Хилл-Энд, отмечается сложная изоклиналиная приразломная складчатость.

Синклинорий Хилл-Энд, описанный Пакамом и Конолли (Packham, Conolly, 1969), представляет собой крайнюю восточную структуру Лакланской складчатой

системы. Ее слагают силурийские и нижне-среднедевонские образования, смятые в узкие линейные складки. Ширина складок 2-10 км, длина превышает 50 км. Структура в целом имеет симметричное строение, с углами падения на крыльях до 50-60°. В приразломных зонах слои стоят почти вертикально. В восточной части синклинория наблюдаются надвиги с перемещением пород на запад.

Как уже упоминалось, Н.А. Богданов (1967) продолжает эту синклиналиную структуру на север в Северный Квинсленд, выделяя синклиналиную зону Хилл-Энд-Бердекин, которую он протягивает на 1000 км под покровом мезо-кайнозойских отложений Великого Артезианского бассейна. Не говоря уже о слишком большой смелости подобной интерполяции, отметим, что ничего похожего на описываемую структуру в районе, достаточно хорошо и детально изученном в последние годы (White, 1965; Keyser de, Lucas, 1968), нет.

Северный Квинсленд. В этом регионе тектоническое строение очень сложное и резко отличается от тектонического строения соседней центральной части Нового Южного Уэльса в той же Лакланской складчатой системе.

На тектонику данного района большое влияние оказало близкое соседство нижнепротерозойского фундамента, который местами в пределах палеозойской складчатой системы залегает на небольшой глубине. На это указывают выходы на поверхность приподнятых частей фундамента (например, массив Чартерс-Тауэрс). Большая часть границ между палеозойской складчатой системой и протерозойским блоком Джорджтаун проходит по разломам. Самый северный разлом Палмервилл, установленный Кейсером (Keyser de, 1963), является очень важным линейным элементом глубинного заложения, играющим роль до настоящего времени. Собственно он представляет систему разломов в ослабленной зоне. Эта зона протягивается на 650 км от широты залива Принцессы Шарлотты на севере до широты залива Галифакс на юге. Продолжение этого разлома предполагают вдоль восточного побережья п-ова Кейп-Йорк (Keyser de, Lucas, 1968). Разлом Палмервилл частью совпадает с линией Тасман. История его как пограничного разлома начинается, вероятно, одновременно с заложением этой части Лакланской геосинклинали в силурии. Оперяющие разломы, возможно, явились подводными каналами для излияний базальтов и андезитов формации Чиллаго. На юге зона разломов Палмервилл соединяется с разломом Бердекин-Ривер, причем линия Тасман изломана здесь почти под прямым углом. Зона разломов Бердекин-Ривер тянется на 150 км. Она ограничивает с севера так называемый "залив" Брокен-Ривер, представляющий собой ответвление Лакланской геосинклинали; это ответвление показано уже на тектонической карте Австралии под редакцией Хиллса (1960). С юго-востока этот "залив" ограничивает субпараллельная зона разломов Кларк-Ривер (White, 1961). Довольно подробно данный район описан Уайтом (White, 1965), который назвал этот участок также рифтом Брокен-Ривер. Максимальная ширина его достигает 50 км. Он заполнен отложениями от верхов нижнего до начала верхнего палеозоя. Простирающиеся осей складок здесь параллельно разломам. Силурийские породы смяты в узкие, крутые и вертикальные пережатые антиклинальные и синклиналильные складки. Оси складок изгибаются от юго-юго-западных простираний в северной части прогиба до юго-западных в его южном конце. Нижнедевонские слои смяты в менее сжатые складки с падением на крыльях около 55°. Верхнедевонские и каменноугольные породы смяты в широкие, открытые брахиантиклинальные и синклиналильные складки и образуют купола; падение слоев на крыльях в среднем около 25°. Но последние структуры относятся уже к наложенным орогенным впадинам, о которых речь пойдет далее.

Начиная с девона погружение геосинклинали ускоряется, об этом свидетельствует большая мощность осадков. В конце среднего девона происходили местные поднятия, которые обусловили небольшие несогласия между средне- и верхнедевонскими отложениями. Главное складкообразование приходится здесь, вероятно, на нижний карбон (?).

¹ В.Е. Хаин (1970) показывает эту зону "краевым швом". По его мнению, глубинный характер разломов подчеркивается приуроченностью к ним местами основных и ультраосновных интрузий.

Тектоническая структура этого региона очень интересна, но слабо изучена. История ее развития еще ждет своего объяснения.

В этой связи непонятно, почему в книге Н.А. Богданова (1957), в которой подробно рассматривается морфология тектонических структур Лакланской складчатой системы, ничего не сказано о структуре Брокен-Ривер. Более того, на составленной им тектонической карте Австралии на месте, где находится данная структура, показаны третичные эффузивы.

Особое место среди палеозойских структур Лакланской складчатой системы занимают наложенные орогенные впадины, заполненные отложениями верхнего девона и карбона. В пределах рассмотренных регионов выделяется ряд таких впадин, описанных Пакамом и Конолли (Packham, Conolly, 1969) в Новом Южном Уэльсе, Талентом и Спенсером-Джонсом (Богданов, 1967) в Виктории и Кейсером и Лукасом (Keyser de, Lucas, 1969) в Северо-Восточном Квинсленде. Эти впадины морфологически очень различны, одни из них представляют собой мульды, другие, приуроченные к разрывным нарушениям, имеют характер грабен-синклиналей. Отложения, заполняющие впадины, представлены эффузивами кислого состава и пестроцветными континентальными или паралическими осадками.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА НОВОЙ АНГЛИИ

Складчатые структуры системы Новой Англии расположены на крайнем востоке Австралийского континента и прослеживаются вдоль центральной части восточного побережья от г.Ньюкасл на юге до устья р.Бердекин на севере. Максимальная ширина складчатой системы 300-350 км.

Стратиграфия

До последнего времени слабее были изучены досилурийские, а в отдельных структурах додевонские отложения; они представлены эвгеосинклинальными формациями и сильно метаморфизованы. Отложения среднего и верхнего палеозоя изучены значительно лучше.

Верхний протерозой – нижний палеозой. К этому стратиграфическому комплексу в Юго-Восточном Квинсленде относятся брисбенские кристаллические сланцы. Нижнюю часть разреза слагают зеленокаменные породы Роксберг, которые могут относиться частично к верхам протерозоя, частично к кембрию. Видимая мощность их около 2500 м (Богданов, 1967; Brown et al., 1968). Вверх по разрезу и, вероятно, по простиранию зеленокаменные породы сменяются филлитами Банья. Предполагаемая мощность филлитов – несколько километров. Их условно относят к ордовика.

В Юго-Восточном Квинсленде, в районе Брисбена, они несогласно перекрыты отложениями группы Неранлей-Фернвейл, сложенными граувакками, глинистыми сланцами и яшмами с радиоляриями, возраст которых рассматривается как силурийский (?) (Jones, Carruthers, 1965). Особенностью этих отложений является распространение в них пластов бедных марганцевых руд и фосфоритов. Аналогами их в Новой Англии в штате Новый Южный Уэльс могут являться породы толщи Вуломин – граувакки, аспидные, кремнистые сланцы и яшмы с радиоляриями и небольшие линзы известняков, содержащих ругоз и табулят, возможно, силурийского возраста.

Девон. В складчатой системе Новой Англии шире распространены девонские образования, чем нижнепалеозойские.

Сопровождающая тектонические движения в конце ордовика, к западу от складчатой системы Новой Англии начал проявляться мощный вулканизм, сформировалась, по мнению Войси (Voisey, 1969), "андезитовая дуга". С ней было сопряжено образование прогиба, который оформился как геосинклиналь Новая Англия в конце силура. В этом прогибе отложилась мощная толща (12000-15000 м) обломочного материала, в основном туфогенного характера. Местами проявления вулканизма продолжались до конца девона.

В прогибах Яррол (Юго-Восточный Квинсленд) и Тамурт (Новая Англия) накапливались мощные граувакковые толщи.

По данным Крука (Crook, 1961₁), в прогибе Тамуорт выделяются отложения группы Тамуорт. Основание ее, относящееся к нижнему девону, представлено чередующимися граувакками, спилитами, кератофирами, пиритизированными сланцами и линзами органических известняков. Выше по разрезу они сменяются толщей кварцевых кератофиров мощностью до 300–350 м. Венчает разрез нижнего девона пачка, сложенная брекчиевидными песчаниками с прослоями и линзами алевролитов и известняков. Общая мощность нижнедевонской части разреза 3500 м.

Среднедевонские образования группы Тамуорт в основании представлены крупногалечными полимиктовыми конгломератами, состоящими из гальки эффузивов, гранитоидов, песчаников и граувакк; в них наблюдаются прослои песчаников, сланцев и органических известняков. Выше следуют пестроцветные кремнистые сланцы, алевролиты и известняки, встречаются прослои туфов. Верх разреза слагают коралловые известняки, граувакки, песчаники и филлиты. Мощность среднего девона 1800–2000 м; общая мощность группы Тамуорт около 5500 м.

Верхнедевонские образования прогиба Тамуорт были выделены Круком (Crook, 1961₂) в группу Парри, которая включает также нижние горизонты карбона. Она представлена в нижней части аргиллитами, алевролитами, туфогенными граувакками и брекчиями, чередующимися с окремненными мергелями и конгломератами из гальки андезитов и кремней. В верхах толщи встречена верхнедевонская мелководная фауна и остатки флоры того же возраста. Выше несогласно залегают конгломераты Кипит, состоящие из гальки гранита, порфира, андезита и кремнистых пород. Они сменяются косослоистыми полимиктовыми песчаниками с растительными остатками, которые в свою очередь сменяются тонкослоистыми мергелями и туфами с редкими прослоями конгломерата и известняка. Общая мощность группы Парри около 6000 м.

На территории Квинсленда прогиб Яррол начал формироваться в среднедевонское время. Нижнюю часть разреза слагают андезиты, их туфы и лаваагломераты с линзами известняков; они сменяются граувакками, брекчиями и конгломератами, лавами и туфами андезитов. Венчают разрез туфогенные мергели и алевролиты. Здесь собран комплекс руководящей верхнедевонской фауны — представители родов *Cyrtospirifer*, *Camarotoechia*, *Productella*.

Карбон. В геосинклинальной складчатой системе Новой Англии каменноугольные отложения в значительной мере приурочены к прогибу Яррол-Тамуорт, хотя они встречаются и по восточному побережью Нового Южного Уэльса. Прогибы Яррол и Тамуорт в это время, вероятно, были объединены в один прогиб (Brown et al., 1968). Местами в конце верхнего девона в прогибе Тамуорт происходили поднятия, обусловившие локальные несогласия между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями (Crook, 1961₂). В прогибе Тамуорт осадки турне и нижнего визе представлены аргиллитами; в западном борту прогиба наблюдаются прослои и линзы полимиктовых конгломератов, криноидных и оолитовых известняков; далее на восток развиты конгломераты, граувакки, песчаники и алевролиты. Основная масса обломочного материала была привнесена с суши, расположенной на западе (Crook, 1961₂). Максимальная мощность разреза около 4500 м. В северной части прогиба морские условия господствовали дольше, чем в южной. В центральной и южной частях прогиба море постепенно мелело, и в верхнем визе отлагались чрезвычайно грубообломочные осадки мощностью до 2500 м. Эти отложения, по-видимому, возникли в континентальных условиях из разновозрастных эффузивов, излившихся на относительно поднятой суши, расположенной западнее и в пределах самого прогиба. В долине р. Хантер мощность толщи андезитов и их туфов достигает 2000 м.

По-видимому, в конце намюра весь прогиб поднялся над уровнем моря (Brown et al., 1968). Осадконакопление было ритмичным, отлагались песчаники и алевролиты с подчиненными маломощными угольными пластами. В этих отложениях встречается флора *Lepidodendron*. Местами отлагались ледниковые образования.

Древнейшие отложения карбона в прогибе Яррол, как и в прогибе Тамуорт, представлены в центральных частях черными и темно-серыми аргиллитами, а на западе на большой площади развиты конгломераты. Контакт с образованиями

верхнего девона всегда согласный; здесь встречается более многочисленная фауна слоев этрен, чем в прогибе Тамуорт. Среднекаменноугольные отложения в прогибе Яррол в основании представлены полимиктовыми песчаниками и кремнистыми сланцами с редкими прослоями внутриформационных конгломератов. Выше они постепенно сменяются толщей аргиллитов с прослоями оолитовых и криноидных известняков и песчаников. По западному краю прогиба значительная часть разреза сложена известняками с многочисленной фауной кораллов, брахиопод и гастропод. В восточном направлении известняки и грубообломочные терригенные осадки выклиниваются и замещаются аргиллитами с линзами кремнистых сланцев и алевролитов (Brown et al., 1968). В южной части прогиба морское осадконакопление продолжалось до нижней перми, но в других частях бассейна в верхнем карбоне происходила регрессия моря и отложение континентальных слоев.

Пермь-триас. Пермские и частично верхнекаменноугольные и триасовые отложения в пределах складчатой системы Новой Англии представлены главным образом эффузивными, морскими и континентальными терригенными и угленосными образованиями, выполняющими межгорные прогибы и грабенообразные впадины. Во внутренних зонах системы морские отложения участвуют еще в строении геосинклинального комплекса.

Полагают (Brown et al., 1968), что в перми область сноса в Юго-Восточном Квинсленде являлось поднятие Юнгелла-Гоганго, представлявшее собой, вероятно, цепь действующих вулканов. Отсюда обломочный материал поступал на запад в грабенообразный прогиб Боуэн и на восток в прогиб Яррол.

Самой крупной областью седиментации на протяжении всей перми был грабенообразный прогиб Боуэн (Jones, Carruters, 1965).

Континентальные эффузивы нижней части серии Боуэн и их аналоги датируются довольно условно. Считают, что их возраст в основном сакмарский; однако весьма возможно, что они охватывают более низкие горизонты (до стефания включительно). В центральной части прогиба эффузивы нижнего Боуэна выклиниваются, в разрезе преобладают темноцветные аргиллиты и алевролиты. Мощность разреза местами достигает 3000 м. Морских ископаемых не найдено, встречается многочисленная флора *Glossopteris*. Далее последовал период трансгрессии, которая сменилась регрессией моря. В это время отложились слои среднего Боуэна и их аналоги. Считают, что они охватывают интервал от артинского до кунгурского яруса и, вероятно, часть казанского яруса (Brown et al., 1968). Толща сложена аргиллитами, известковистыми, кварцевыми, полевошпатовыми песчаниками и туфитами с маломощными пластами обломочных известняков. По всему разрезу отмечаются крупные эратические глыбы, свидетельствуя о том, что временами море было покрыто льдом. В некоторых горизонтах встречается обильная морская фауна. Максимальная мощность толщи установлена в центральной части восточного участка прогиба. Ближе к северному окончанию прогиба мощность слоев среднего Боуэна постепенно уменьшается, они замещаются угленосными отложениями формации Коллинсвилл, образовавшимися в крупной дельте. Далее море отступило, и во всем прогибе отлагалась угленосная толща верхнего Боуэна (верхняя пермь), сложенная чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с промышленными пластами углей, мощностью до 5 м. Общая мощность угленосных отложений изменяется от первых сотен метров на периферии до 3000 м в центральных частях. По направлению к Новому Южному Уэльсу мощность пермских отложений уменьшается.

В геосинклинальном прогибе Яррол пермские отложения установлены в зоне от района южнее г. Мандаберры до района севернее г. Рокгемптон. В осевой части этой зоны каменноугольные и пермские образования залегают согласно, а на периферии отмечено несогласие (Brown et al., 1968). В районе г. Яррол близ центральной части прогиба в основании отложилась мощная толща аргиллитов, песчаников и биокластических известняков (формации Яррол и Бернет). Эти породы перекрыты андезитами, верхняя часть разреза выпадает. Вблизи г. Рокгемптон древнейшие пермские отложения представлены конгломератами, вероятно, континентального происхождения. Они несогласно перекрыты верхнепермскими эффузивами.

В Новом Южном Уэльсе Сиднейский грабен вначале представлял собой узкий и глубокий трог (шириной около 50–60 км), вытянутый в северо-западном направлении через долину р. Хантер. Контакты между пермскими и каменноугольными отложениями проходят по разломам, но местами установлено согласное залегание (Brown et al., 1968). В грабене накапливались мелководные отложения группы Далвуд мощностью более 1800 м. Характерной чертой отложений этой группы являются резкие фашиальные изменения. В толще преобладают обломочные породы – аргиллиты, часто известковистые, слоистые песчаники со значительной примесью туфогенного материала, полимиктовые конгломераты и туфы. Локально развиты маломощные глинистые известняки. По всей толще рассеяны крупные эратические глыбы. Часто встречаются пласты базальтовых лав, местами они замещают обломочные отложения, и весь разрез представлен лавами. Подчиненное значение имеют риолиты и их туфы. Широко распространена бентонная фауна – двустворки, гастроподы, брахиоподы и фораминиферы. В верхах группы обнаружен аммонит верхов сакмарского – низов артинского яруса. В низах группы найдена флора *Gangamopteris*.

Вдоль Сиднейского прогиба на северо-запад мощность группы Далвуд быстро уменьшается.

В последовавший затем период широкого распространения континентальных условий образовалась угленосная толща Грета. К северу от г. Ньюкасла мощность ее достигает 300 м. Осадконакопление было цикличным; полный цикл начинается конгломератом, затем следуют песчаник, алевролит, аргиллит и пласт угля. Пласты угля имеют промышленное значение (особенно в долине р. Хантер). На северо-западном продолжении прогиба угли выклиниваются, здесь развиты аргиллиты с флорой *Glossopteris* (Brown et al., 1968).

В Боуэнском и Сиднейском грабенах, а также в межгорных впадинах известны отложения нижнего триаса. В Сиднейском грабене, как и в Боуэнском, они представлены красноцветной фацией. Она сложена зелеными и красными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами исключительно речного происхождения. Между пермскими и триасовыми отложениями наблюдаются локальные несогласия. Максимальной мощности (500 м) красноцветная толща достигает около Сиднея.

Наряду с красноцветной фацией в межгорных впадинах Юго-Восточного Квинсленда и Восточного Нового Южного Уэльса развита вулканическая фация, для которой характерны лавы, туфы, речные песчаники и конгломераты, содержащие вулканогенный обломочный материал.

Тектонические структуры

Тектонические структуры складчатой системы Новой Англии сильно отличаются от структур Лакланской системы. Они детально изучены в последние годы. Д. Хилл (D. Hill, 1960) и Войси (Voisey, 1959, 1965, 1969) дали схемы структурного районирования, первая – для территории Восточного Квинсленда, вторая – для северо-восточной части Нового Южного Уэльса.

Восточный прогиб, так называемый Брисбенский эвгеосинклинальный пояс, сократился в конце силура; часть его образовала эвгеосинклиналь Новая Англия (Paskham, 1960). Эта геосинклиналь замкнулась в конце верхнего палеозоя.

Отмечаются локальные несогласия между верхнедевонскими и нижнекарбонowymi, а также между верхнекарбонowymi и пермскими отложениями, но завершающее складкообразование здесь относится к верхней перми (орогенез Хантер-Боуэн).

Хилл выделяет в Квинсленде два основных структурных элемента: антиклинорий Юнгелла-Гоганго и синклиний Яррол. На северо-востоке Нового Южного Уэльса Войси выделяет западный синклиний Тамурт и восточный синклиний Уингам.

Длина антиклинория Юнгелла-Гоганго около 300 км, ширина не превышает 25–30 км. Центральная часть антиклинория сложена метаморфическими породами нижнего палеозоя; на крыльях выходят отложения среднего и верхнего палеозоя. Вдоль западного края антиклинория прослеживается крупный надвиг, по которому среднепалеозойские породы надвинуты на пермские. В целом для антиклинория характерно асимметричное строение.

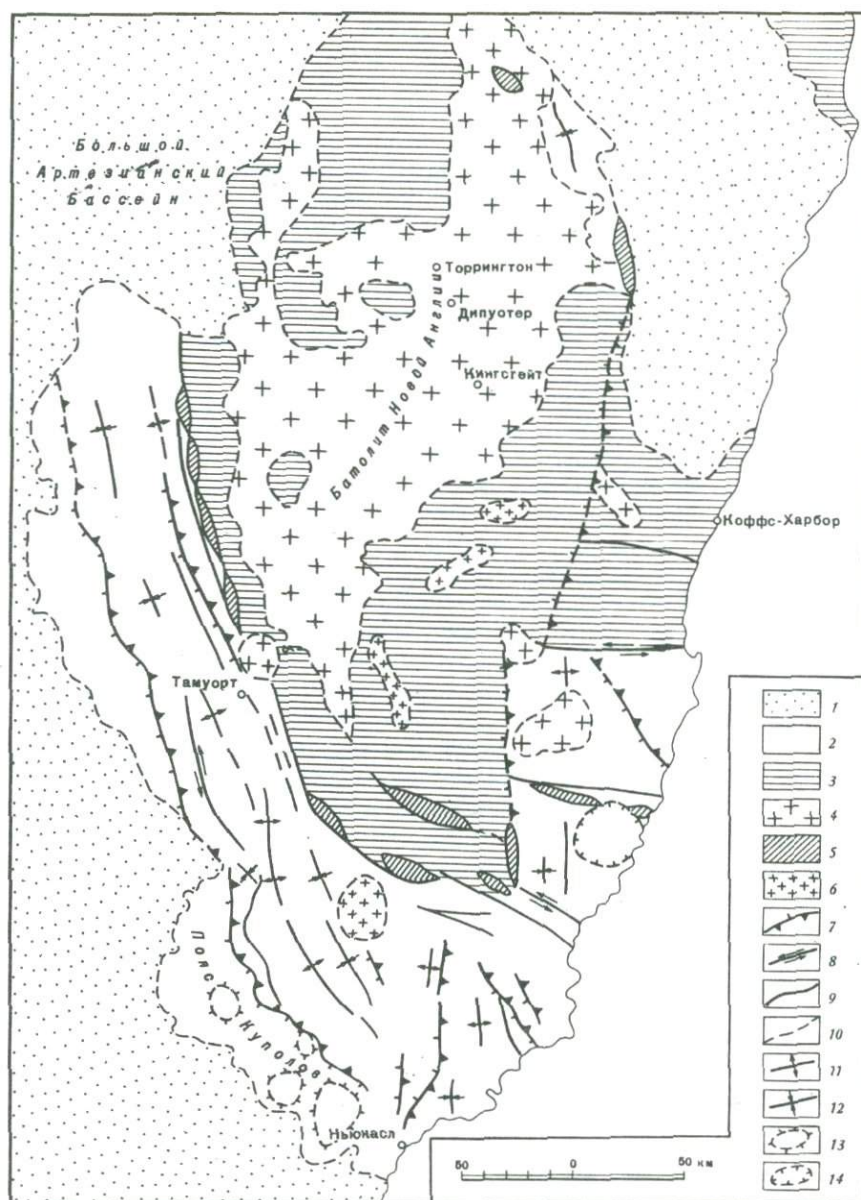


Рис. 23. Тектоническая карта северо-восточной части Нового Южного Уэльса (с изменениями) (Voisey, 1965)

Осадочные породы: 1 - мезозой; 2 - верхний палеозой (девон-пермь); 3 - преимущественно деформированный нижний палеозой с вовлеченным в складки и разломы верхним палеозоем, Магматические породы (базальты не показаны): 4 - пермские граниты; 5 - серпентиниты; 6 - допермские граниты. Разломы: 7 - обратный сброс; 8 - преимущественно горизонтальное смещение; 9 - характер нарушения не известен; 10 - предположительное нарушение. Складки: 11 - антиклинали; 12 - синклинали; 13 - купола; 14 - бассейны

С востока антиклинорий Юнгелла-Гоганго граничит с синклиниорием Ярроу, сложенным породами среднего и верхнего палеозоя. Он протягивается в меридиональном направлении на 350 км при максимальной ширине около 40 км. Строение его асимметричное. В нем выделяются узкие линейные антиклинальные и синклинальные складки с осевыми плоскостями, опрокинутыми на запад. Крылья складок осложнены разрывными нарушениями типа наклонных сбросов и крупных

надвигов системы Хантер–Боуэн. Отмечаются крупные перемещения по плоскостям надвигов с востока на запад. Углы наклона надвигов 30–60°. Мелкая складчатость и пloyчатость наблюдается локально в приразломных зонах.

В южной части системы на северо-востоке Нового Южного Уэльса антиклинорий не прослеживается; здесь выделяется синклинорий Тамуорт. На западе узкая зона крутых надвигов отделяет его от Сиднейского грабена, а на востоке от Брисбенской складчатой зоны его отделяют крупные разломы (система разломов Пил), вдоль которых внедрились интрузии западного серпентинитового пояса Новой Англии (рис. 23). Ширина синклинория около 50 км, длина около 350 км. Антиклинальные и синклинальные складки в пределах синклинория довольно узкие, линейные с крутым наклоном крыльев, осложненные разрывами; простирание осей складок северо-северо-западное. В свою очередь складки состоят из синклиналей и антиклиналей более высоких порядков с кулисообразным расположением осей. Синклинорий Тамуорт имеет асимметричную форму, подчеркивающуюся общим опрокидыванием складок на запад и наличием многочисленных надвигов, вдоль которых происходит смещение в ту же сторону.

Восточный серпентинитовый пояс протягивается вдоль разлома через Барьюлгил и проходит западнее Графтона; множество других разломов, вдоль которых внедрялись серпентиниты, встречается в долинах рек Маклей, Хастингс и Маннинг. Интрузии серпентинитов, внедрившиеся в основном вдоль двух основных систем разломов, ограничивают площадь распространения нижнепалеозойских пород, смятых в сложные складки с углами наклона на крыльях, близкими к вертикальным, слагающих центральный антиклинорий Брисбенской зоны, еще очень плохо изученной. Центральную часть антиклинория интродировал огромный субсеквентный сложный гранитный батолит Новой Англии (см. рис. 23) верхнепермского возраста (Voisey, 1965). Небольшие тела гранитов приурочены здесь также к ядрам антиклинальных структур. С гранитоидами батолита Новой Англии связаны крупные вольфрамо-висмутовые месторождения Торрингтон, Дипуотер и Кингсгейт и медно-золото-висмутовое месторождение Биггеден.

Для складчатой системы Новой Англии также характерно образование наложенных структур – грабенообразных впадин и орогенных, или межгорных впадин. Громадные грабены – Боуэн (в Квинсленде) и Сиднейский (в Новом Южном Уэльсе) – отличаются колоссальными мощностями пермских отложений, представленных эффузивными и континентальными угленосными, пестроцветными и ледниковыми формациями с подчиненными морскими отложениями. В межгорных впадинах отлагались кроме верхнепермских триасовые и юрские континентальные терригенные образования и угленосные толщи, часто чередующиеся с вулканогенными образованиями. Формирование этих впадин, как считает В.Н. Соболевская (1973), отвечает переходному, или тафрогенному, этапу, предшествовавшему этапу образования платформенного чехла на молодых (эпивариссийских) плитах.

История развития Тасманской складчатой области

Многие авторы в современных работах успешно применяли теорию тектоники плит при изучении различных складчатых систем, но до настоящего времени ее не использовали для Тасманской складчатой области. Некоторые намеки на такое объяснение тектонических процессов в этой области содержатся у Пакама и Конолли (Packham, Conolly, 1969). Попытку применить эту теорию для объяснения истории развития Тасманской складчатой области сделал Оверсби (Oversby, 1971). Формирование Тасманского эвгеосинклинального прогиба началось, вероятно, еще в кембрии, он продолжал развиваться в ордовике, силуре и девоне. Дифференциальные движения в прогибе имели место в кембрии, ордовике, силуре и нижнем девоне.

Этот автор считает, что западная часть Тасманской эвгеосинклинали в ордовике представляла собой краевой бассейн, ограниченный на востоке островной дугой, за которой далее на восток располагались абиссальное плато и желоб. Эволюцию этой области он объясняет взаимодействием континентальной литосферной плиты на северо-западе и океанской плиты на юго-востоке. Последняя двигалась на северо-запад.

Установленные кембрийские породы в штате Виктория представлены аргиллитами, кремнистыми сланцами и вулканитами, превращенными в спилиты и кератофиры, первично являвшимися, вероятно, известково-щелочными и частично оливиновыми базальтами. Эти породы могли образоваться в начальную стадию развития островной дуги

Если кембрийские вулканиты Виктории отмечают положение комплекса островной дуги, вулканическая активность последней, очевидно, в ордовике передвинулась на восток, отражая, возможно, миграцию на восток "поддвигаемого" края океанской плиты и ассоциирующего с ним комплекса желоба.

В среднем и позднем ордовике поднятия Молонг-Канберра и трог Хилл-Энд являлись ареной развития локального вулканизма; в настоящее время вулканиты здесь представлены спилитами, кератофирами, авгитовыми андезитами и дацитами. Андезиты и более кислые вулканиты характерны для этих структур в конце ордовика. На западе в это время в прогибах Мельбурнском, Балларат и Уогга отлагались мощные толщи богатых кварцем граувак, аргиллитов и кремнистых сланцев. В конце ордовика и в силуре произошло заполнение и замыкание этих прогибов.

На восток от предполагаемой островной дуги в Новой Англии развиты аспидные и кремнистые сланцы и яшмы с радиолариями (слои Вуломин и их аналоги), относимые к силуру и, возможно, к верхнему ордовику. Оверсби интерпретирует их как абиссальные осадки, отложившиеся в желобе при "поддвигании" океанской плиты. Эти породы ассоциируют с двумя поясами серпентинитов, образовавшимися по разломам. Ультрасосновными и основными породами, в результате замещения которых возникли серпентиниты, могли быть офиолиты, которые являлись, вероятно, образованиями океанской коры и верхней мантии.

Позднеордовикский-раннесилурийский орогенез Банембран проявился лишь местами в комплексе островной дуги. Орогенез Баунинг конца силура - начала девона проявился сильнее; здесь возникло поднятие Кондоболин, служившее ареной развития кислого вулканизма. Незначительные тектонические движения продолжались в пределах островной дуги вплоть до среднего девона (орогенез Таббераббера), когда имели место складчатость, образование разломов и внедрение кислых плутонов с последующим поднятием.

К западу от комплекса островной дуги тектонические движения на протяжении большей части силурийского и девонского времени не были так ясно проявлены. В прогибах Мельбурнском и Кобар в верхнем девоне отлагались континентальные осадки и проявлялся кислый вулканизм (с образованием кальдер).

Восточнее в комплексе островной дуги располагались отложения трога Тамуорт и аналогичных прогибов Новой Англии девонского и более молодого возраста. Этот трог не был захвачен тектоническими движениями вплоть до перми (орогенез Хантер-Боуэн). Нижнедевонские породы в троге Тамуорт заключают спилиты и кератофиры, показывающие начало новой фазы активности островной дуги. Каменноугольное время знаменует прогрессивное обмеление и замыкание бассейна Тамуорт, а также широкое распространение кислого вулканизма в западной части Новой Англии и, вероятно, на месте образовавшегося позже Сиднейского грабена. Вулканические центры со временем передвигались на восток, и в перми кислый вулканизм был характерен для всего пояса Новой Англии. Это объясняется передвижением на восток островной дуги.

По этой схеме Оверсби выделяет в эволюции южной части Тасманской эвгеосинклинали несколько тектонических циклов. Каждый цикл начинался движением океанской плиты и появлением в результате желоба с континентальной стороны.

Миграция циклов, связанная с миграцией края океанской плиты, шла с запада на восток, что, вероятно, объясняет появление в восточном направлении плутонов все более молодого возраста.

Автор очень осторожно интерполирует свои выводы по изученной им южной части Тасманской эвгеосинклинали на ее северную часть (Северный Квинсленд). Он считает, что сходство в их истории развития намечается только в самых общих чертах.

Выступая на XII Тихоокеанском конгрессе (в Канберре) с изложением геотектонической истории краевых областей континентов в юго-западной части

Тихого океана, Пакам применил концепцию тектоники плит к Восточной Австралии, причем некоторые из его идей сходны с изложенными Оверсби (Oversby, 1971).

Мэрсден (Marsden, 1972) выделяет в девоне Северо-Восточной Австралии три тектонические области: 1 – подвижная платформа, сформировавшаяся на заключительном этапе развития Лакланской геосинклинали; 2 – геосинклиналь Новая Англия и 3 – северная область “кратонных блоков” (Северный Квинсленд) докембрийской стабилизации. История развития этих областей анализируется автором с позиций теории тектоники плит.

С востока на запад, по направлению от океанского бассейна к континенту, им намечаются: предположительная зона “засасывания” (subduction) океанской плиты и соответствующий глубоководный желоб (за пределами современной береговой линии Восточной Австралии); островная вулканическая дуга на территории геосинклинали Новая Англия; окраинное море с разнообразными осадками шельфа и подвижная платформа с достоверной корой континентального типа. Автором сделана попытка сопоставления различных этапов седиментации, тектонических фаз и проявлений магматизма на подвижной платформе с фазами формирования островной вулканической дуги и “поддвигания” океанской плиты под край континентальной.

Приведенные выше попытки объяснения истории развития Тасманской складчатой области с точки зрения теории тектоники плит не являются единичными. В работах, опубликованных за последнее время, эти вопросы разрабатываются рядом исследователей и получают более или менее убедительное истолкование.

Глава VI

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

На Австралийском континенте широко распространены гранитоиды, разнообразные по размерам, составу, положению в геологической структуре и возрасту. В нашу задачу входит краткое описание преимущественно тех из них, с которыми связано редкометальное оруденение, а также тех, для которых имеются определения абсолютного возраста и которые играют важную роль в геологической структуре. Материал изложен по возрастному принципу – от древних к более молодым комплексам. На основании определения возраста австралийских докембрийских пород K–Ar и Rb–Sr методами Компстон и Агриенс (Compston, Agriens, 1968) различают длительные периоды кислого магматизма и высокого метаморфизма: 1) 3050–2900 млн. лет, 2) 2750–2600 млн. лет, 3) 1900–1700 млн. лет, 4) 1100–950 млн. лет и более короткие периоды: 5) 1550–1500 млн. лет, 6) 1400–1350 млн. лет, 7) 700–650 млн. лет. Кроме того, отмечен интенсивный кислый вулканизм возраста 2200–2000 млн. лет и отдельные гранитные тела, внедрившиеся вне этих периодов.

ЯДРО ПИЛБАРА

Наиболее древними в Австралии считаются эффузивно-осадочные отложения системы Пилбара (Ryan, 1965), в состав которой, по-видимому, входит также “гранитный комплекс”, содержащий гнейсы, мигматиты и граниты. Граниты неоднородны по возрасту и интродуцируют различные комплексы системы Пилбара. Возраст наиболее древних гранитов 3060 млн. лет (Compston, Agriens, 1968). Здесь широко развиты гранитные батолиты и купола облекания. Возраст этих гранитов 2700–2800 млн. лет (Jeffery, 1956; Wilson, 1958).

Видимо, вследствие купольного строения в районе Пилбара отсутствуют преобладающие линейные простирания складок, а наблюдаются тесно смятые складки,

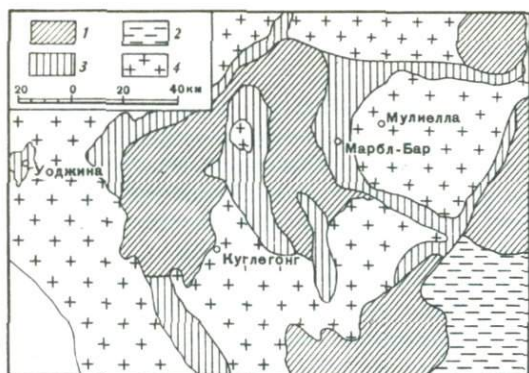


Рис. 24. Выходы архейских гранитов в районе Пилбара (McMath, 1953)

1 - отложения протерозоя; 2 - отложения серии Москито-Крик (архей); 3 - отложения серии Уоррауна (архей); 4 - архейские граниты

окружающие гранитные купола. Среди изверженных пород в системе Пилбара преобладают граниты и гнейсы, а среди них - тип лейкократовых равномерно-зернистых гранитов. Массивные граниты этого типа слагают ядра крупных куполов (Ryan, 1965). Сланцеватость усиливается к краям, где граниты контаминированы и разгнейсованы. Порфириовидные разности, содержащие ориентированные полевые шпаты в основной массе типа лейкократовых гранитов, слагают центральную часть двух массивов к югу от рудного центра Пилбара. Между двумя типами гранитов непосредственного контакта не наблюдается. Крупные гранитные массы ограничены районами развития отложений серии Уоррауна, а в районах развития отложений серии Москито-Крик отмечаются мелкие тела роговообманковых порфириовидных гранитов и тоналитов.

Химический состав гранодиорита из района Москито-Крик (в %): SiO_2 63,08; Al_2O_3 15,10; Fe_2O_3 1,72; FeO 4,45; MgO 2,67; CaO 2,83; Na_2O 4,47; K_2O 3,86; H_2O^+ 0,58; H_2O^- 0,10; CO_2 0,11; TiO_2 0,68; MnO 0,23; FeS_2 0,17; сумма 99,95¹.

Граниты и гнейсы прорваны роговообманковыми гранитами вблизи Роборна, пегматитами близ Уоджина и дайками основного состава допротерозойского возраста к юго-западу от Джаннери-Хилл (Ryan, 1965) (рис. 24).

Дайки долеритов, интрузирующие основные лавы в районе Роборна, несколько деформированы и изменены по сравнению с лавами, и их можно сравнить с серией даек основного состава, развитых в районе Калгурли и относимых к "молодым зеленокаменным" образованиям (Ryan, 1965; примерно 2400 млн. лет - Compston, Arriens, 1968).

В ядре Пилбара отмечены граниты среднепротерозойского возраста (1700 млн. лет). Отложения серии Уоррауна (архей) и прорывающие их граниты абсолютного возраста 2700 млн. лет перекрыты полого залегающими слабо метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями нижнепротерозойского возраста (Наллагайн), которые интрузированы силлами и дайками долеритов, кварцевых долеритов, габбро и перидотитов, а также дайками кислого состава верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста.

Граниты Грегори-Рейндж, интрузирующие верхнепротерозойские отложения, считаются самыми молодыми гранитными интрузиями Западной Австралии.

ЯДРО ЙИЛГАРН

Ядро сложено гнейсами с линзообразными участками зеленокаменных пород, вытянутых в северо-западном направлении и интрузированных массивными гранитами. В структуре ядра преобладают северо-западные простирания складок. Древнейшие зеленокаменные породы представлены амфиболитами, роговообман-

¹ Все анализы взяты из работы Жоплин (Joplin, 1963).

ковыми, хлоритовыми и тремолит-талк-хлоритовыми сланцами (Joplin, 1968). К ним приурочены многочисленные тела редкометалльных пегматитов возраста 2760–3000 млн. лет (например, Лондондерри и др.).

В пределах ядра Йилгарн, в частности для района золоторудного поля Калгурли, Эллис и Матесон, которых цитируют Прайдер и Уилсон (Prider, 1948, 1965; Wilson, 1958₁), выделили два периода образования гранитоидов: с первым связаны древние синкинематические процессы гранитизации и образование комплекса гранито-гнейсов и мигматитов, со вторым связаны более молодые посткинematические процессы образования биотитовых гранитов, аплитов, пегматитов и кварцевых жил.

Древние (синкинематические) граниты

Так называемые "древние граниты" представляют собой мощную толщу гранито-гнейсов, образовавшихся частично за счет гранитизации более древнего разреза Калгурли-Йилгарн и частично за счет согласных интрузий в этом комплексе, и являются следующей более молодой группой пород ядра Йилгарн. В юго-западной части ядра древние граниты отличаются от молодых, но на основной части площади они не расчленены (Wilson, 1958₁). Преобладающая часть гранито-гнейсов, показанная как "нерасчлененный архей", относится к древнему периоду гранитизации, очевидно, одновременному со складчатостью и метаморфизмом разреза Калгурли-Йилгарн. Структуры в гнейсах согласны со структурами метаморфической толщи. Кроме того, гнейсы содержат линзы роговообманковых гранулитов, джеспилитов, чарнокитов и кварцитов, в различной степени гранитизированных. Гранито-гнейсы ядра Йилгарн возраста около 2900 млн. лет в районе Куланука-Хилл и Олдерфилд-Ривер, по-видимому, более поздние, чем зеленочаменные породы (Compston, Arriens, 1968). В ядре Йилгарн, вероятно, имеются и более древние гранитные породы (гнейсы Данжин, валуны Каррауэндж), но их радиометрическая интерпретация еще неясна. По составу гранито-гнейсы разнообразны. Преобладают биотитовые гнейсы; реже роговообманковые. В составе гнейсов чаще присутствует ортопироксен, иногда клинопироксен, часто графит и гранат. Значительные площади сложены чарнокитами (табл. 4).

Прайдер (Prider, 1948) считает, что гранито-гнейсы на всем протяжении одновозрастны, а Уилсон (Wilson, 1958₂) предполагает наличие среди них нескольких генераций.

На крайнем юго-западе Западной Австралии развиты две разновозрастные толщи пород типа чарнокитов. Более молодая (900–1400 млн. лет) входит в состав толщ, окаймляющих центральное ядро с запада, юга и юго-запада. Гораздо более древние чарнокитовые породы (2700 млн. лет) образуют комплекс, залегающий среди сильно метаморфизованных гнейсов юго-восточнее линии Мерридин-Рейвенсторн. Эти породы, возможно, представляют собой глубоко эродированные полиметаморфизованные корни архейских хребтов.

Таблица 4. Химический состав гранито-гнейсов (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	63,62	62,08	64,76	64,71	65,02
Al ₂ O ₃	14,38	15,94	13,99	17,08	16,07
Fe ₂ O ₃	3,29	0,76	2,07	1,76	0,86
FeO	3,47	3,56	3,52	2,87	4,94
MgO	3,13	2,88	1,41	2,65	1,15
CaO	5,43	4,32	3,86	3,45	3,77

Таблица 4. (окончание)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na ₂ O	4,40	3,56	3,42	3,73	4,76
K ₂ O	1,20	5,12	3,46	1,67	1,40
H ₂ O ⁺	0,06	0,58	0,59	1,21	1,01
H ₂ O ⁻	0,22	-	0,03	0,37	0,25
CO ₂	-	-	0,16	0,02	0,01
TiO ₂	0,72	0,54	0,97	0,51	0,66
P ₂ O ₅	-	0,51	0,47	0,17	0,31
MnO	0,28	0,08	0,27	0,04	0,21
FeS ₂	-	-	0,49	-	0,02
BaO	-	-	0,12	-	-
V ₂ O ₃	-	-	0,30	-	-
Сумма	100,20	99,93	99,89	100,24	100,44

По составу полевых шпатов различают гранито-гнейсы калиевополевошпатовые и олигоклазовые (табл. 5).

Молодые (посткинematические) граниты

В пределах ядра Йилгарн складчатые и гранитизированные древние архейские породы интродуцированы батолитами гранитов, возраст которых варьирует (Wilson et al., 1961): на западе и на юге 2700 млн. лет, на востоке 2400-2300 млн. лет (граниты Баглабиллинг 2400 млн. лет, граниты Мингари 2410 млн. лет). Гранитные батолиты имеют слегка удлиненную форму, в общем согласную с региональным простираем древних метаморфических пород. Местами залегание гранитов несогласное, фенокристаллы полевого шпата и ксенолиты обнаруживают линейную ориентировку, указывая на их интрузивный характер. На контактах интенсивного проникновения гранитного материала в боковые породы не наблюдается. Состав и структура гранитов варьируют. Обычно они средне- и крупнозернистые, часто порфировидные; состоят из полевого шпата (более 50% альбита) и кварца (25-30%). В небольшом количестве присутствуют биотит, хлорит и мусковит (табл. 6).

Гранитные батолиты мало отличаются от более древних гранито-гнейсов по составу - микроклиновые мусковитовые, реже роговообманковые граниты, кварцевые диориты, но заметно отличаются по структуре - порфировидные и равномернозернистые. В хребте Дарлинг граниты обогащены калием (табл. 7).

Таблица 5. Химический состав гранито-гнейсов (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	69,88	70,40	71,32	68,56	67,29
Al ₂ O ₃	15,18	14,18	15,14	16,64	12,06
Fe ₂ O ₃	1,21	0,50	0,67	0,89	1,72
FeO	1,19	1,67	0,54	1,77	4,60
MgO	1,13	1,34	0,43	0,73	1,09

Таблица 5. (окончание)

Компоненты	1	2	3	4	5
CaO	2,86	3,00	1,47	2,51	3,43
Na ₂ O	4,78	5,18	5,25	4,14	3,15
K ₂ O	2,15	1,88	3,14	3,24	4,10
H ₂ O ⁺	0,60	0,56	0,40	0,97	0,53
H ₂ O ⁻	0,06	0,06	0,16	0,03	0,05
CO ₂	0,04	-	0,20	-	0,37
TiO ₂	0,31	0,34	0,11	0,24	0,87
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,57	0,12	0,76
MnO	0,12	0,37	0,08	0,03	0,35
FeS ₂	Следы	0,22	-	0,02	0,21
ZrO ₂	-	-	-	0,01	-
BaO	-	-	-	0,06	-
F	-	-	0,13	-	-
Сумма	99,66	99,84	99,61	99,96	100,58

Таблица 6. Химический состав гранитов (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	74,80	71,23	74,56	75,01	74,86
Al ₂ O ₃	13,93	14,95	14,58	13,14	13,94
Fe ₂ O ₃	0,78	0,43	Следы	1,08	0,93
FeO	0,97	1,70	0,78	1,39	0,12
MgO	0,22	0,33	0,28	0,02	-
CaO	1,92	1,36	1,65	0,26	0,69
Na ₂ O	3,89	4,08	3,92	3,96	4,09
K ₂ O	3,30	4,49	3,82	4,00	4,52
H ₂ O ⁺	0,14	0,48	0,28	0,28	0,09
H ₂ O ⁻	0,24	0,08	0,02	0,30	0,15
CO ₂	-	0,01	-	-	0,30
TiO ₂	0,14	0,42	0,05	0,20	0,07
P ₂ O ₅	0,05	0,59	Следы	0,07	0,13
MnO	0,02	0,02	0,22	0,01	-
FeS ₂	-	-	0,06	-	-
BaO	-	-	-	0,08	-
Сумма	100,40	100,17	100,22	99,80	99,89

Дайковая серия Уиджмулта, расположенная к югу от Калгурли, представлена долеритами, габбро и норитами. Возраст, определенный K-Ar-методом по плагиоклазу, 2200 млн. лет (Sofoulis, 1966). Прайдер (Prider, 1965) считает этот главный период магматической активности в докембрии Западной Австралии заключительным в истории архея.

В северо-западной части ядра Йилгарн, в долине р. Ашбертон, граниты нижнепротерозойского возраста интродуцируют отложения группы Уайлу (Daniels, 1970). Они слагают выровненные пониженные участки и представлены гранодиоритами, гранитами, иногда порфиоровидными с биотитом, мусковитом, турмалином, апатитом, цирконом, эпидотом и кальцитом. В районе горы Александер граниты слагают разобщенные тела с мигматизацией вмещающих пород. На контакте с наиболее крупной интрузией гранитоидов отложения группы Уайлу превращены в кордиерит-андалузитовые сланцы.

В южной части ядра Йилгарн проходит региональный разлом Фрейзер, который отделяет на юге участок, названный Прайдером (Prider, 1965) блоком Олбани-Эсперанс, куда входит также хребет Фрейзер. Район сложен кварцитами, метаосадками, гнейсами, кислыми и основными гранулитами, нередко чарнокитами. Гранито-гнейсы, по-видимому, являются гранитизированными и мигматизированными осадочными и основными изверженными породами, напояющими породы юго-западной части ядра Йилгарн. Возраст метаморфизма гранулитовой фации здесь 1400-1350 млн. лет, возраст пегматитовых шпиров в гранулитовых гнейсах, по Уилсону (Wilson, 1960), 1280 млн. лет. Гнейсы интродуцированы гранитами, образовавшимися в результате палингенеза более древних пород в процессе складчатости и метаморфизма в геосинклинали Рейвенсторп в интервале 1400-1200 млн. лет (Wilson, 1958₃). Граниты представлены двумя разновидностями - более ранними крупнозернистыми порфиоровидными адамеллитами и более поздними равномернозернистыми микрогранитами, которые образуют пологие залежи в крупнозернистых (табл. 8). Возраст крупнозернистых адамеллитов, по Компстону (Prider, 1965), 1100 млн. лет.

Возраст слоев Стерлинг-Рейндж, к югу от ядра Йилгарн, 1200-1100 млн. лет, а складчатости и метаморфизма этого пояса 1100 млн. лет. К этому же времени приурочено внедрение гранитов Олбани. В северной части ядра Йилгарн в бассейне рек Мерчисон - Гаскойн Джонсон (Johnson, 1950) выделил комплекс отложений (которые он объединил как систему Мерчисон), сходных с зеленокаменными породами и гнейсами района Калгурли; эти породы гранитизированы и прорваны гранитами, возраст которых 1000 млн. лет. Возраст пегматитов этого района (Йиннитарра) 940 млн. лет.

Останцы сходных отложений известны к югу, вдоль западного края Австралийского щита - в блоке Нортгемптон и на мысах Луин и Натуралист. Докембрийские образования представлены смятыми в складки гранулитами с прослоями полевошпатовых кварцитов. Складчатые структуры аналогичны структурам ядра Йилгарн.

В гранулитах развиты неправильные пегматитовые сегрегации и дайки кварцевых долеритов. Внедрение их относят к позднему протерозою (Prider, 1948) и связывают с ними свинцовое и медное оруденение. Возраст мусковита из пегматитов блока Нортгемптон 1000 млн. лет (Wilson et al., 1960, 1961).

Участок Луин-Натуралист представляет собой пояс, сложенный высокометаморфизованными породами - гнейсами, гранулитами и чарнокитами. В гнейсовом комплексе встречены тела пегматитов и аллитов неправильной формы. Прайдер (Prider, 1948) считает, что пегматиты развивались *in situ* в процессе метаморфизма ранее существовавших пород.

Интрузивные породы представлены многочисленными полого залегающими телами мелко- и среднезернистых гранитов, более молодых, чем пегматиты, образовавшиеся в процессе метаморфизма гранулитогнейсового комплекса. Возраст роговообманково-плагиоклазово-микроклиновых гранулитов и ассоциирующих пегматитов из района залива Кауарамп, определенный Rb-Sr методом, 650 млн. лет, а метаморфизма и гранитов - 500 млн. лет (Prider, 1965), т.е. они моложе кристаллических пород остальной части Западно-Австралийского щита.

Таблица 8. Химический состав гранитов (в %)

Компоненты	Порфиroidные адамеллиты		Граниты	
	1	2	3	4
SiO ₂	71,40	66,90	73,72	73,63
Al ₂ O ₃	14,73	14,76	13,96	13,61
Fe ₂ O ₃	1,01	0,32	1,60	0,22
FeO	2,38	5,01	0,20	1,92
MgO	0,14	0,93	0,26	0,32
CaO	1,92	2,46	1,25	1,06
Na ₂ O	2,92	2,42	3,82	3,32
K ₂ O	4,46	5,04	4,17	5,43
H ₂ O ⁺	0,62	0,93	0,59	0,37
H ₂ O ⁻	0,08	0,08	0,02	0,04
CO ₂	-	-	-	-
TiO ₂	0,38	0,63	0,10	0,18
P ₂ O ₅	0,05	0,21	0,10	0,05
MnO	Следы	0,12	0,07	0,04
Сумма	100,09	99,81	99,85	100,19

та. По данным Уилсона и др. (Wilson et al., 1960), возраст метаморфизма (650 млн. лет) соответствует возрасту гранитов возле Перта.

В гранитах Мандеринг близ Перта возраста 2700 млн. лет возраст многих биотитов колеблется от 750 до 500 млн. лет, что, вероятно, связано с внедрением более поздних даек основного состава. Возраст пегматитов к северу и югу от Перта 670 млн. лет.

Химический состав гранодиорита Мандеринг (в %): SiO₂ 68,56; Al₂O₃ 16,64; Fe₂O₃ 0,89; FeO 1,77; MgO 0,73; CaO 2,51; Na₂O 4,14; K₂O 3,24; H₂O⁺ 0,97; H₂O⁻ 0,03; CO₂ н.о.; TiO₂ 0,24; P₂O₅ 0,12; MnO 0,03; BaO 0,06; FeS₂ 0,02; ZrO₂ 0,01; сумма 99,96.

В раннем-среднем архее минерализация связана со складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией. Она представлена залежами силлиманита, андалузита и кианита, джеспилитами и магнезитами в сериях Калгурли и Уоррауна.

В среднем-позднем архее минерализация связана с гранитными интрузиями возраста 2700-2400 млн. лет. Это первая и наиболее важная эпоха интрузий так называемых "молодых гранитов", с которыми предположительно связаны многие первичные золоторудные и различные пегматитовые месторождения (олово, вольфрам, молибден, тантал, бериллий, литий и др.), относящиеся к первой металлогенической эпохе. Эти граниты отсутствуют в активизированном обрамлении ядра Йилгарн; развитые же в этих районах более молодые граниты (1100 млн. лет и моложе) считаются безрудными. С "молодыми зеленокаменными" породами системы Калгурли-Йилгарн связаны залежи пирита в месторождении Норсмен и золотосульфидная минерализация с теллуrom в Калгурли и с мышьяком в Уилуна.

К позднему протерозою относится вторая металлогеническая эпоха, связанная с толеитовой магмой, проявления которой были широко развиты в ядре Йилгарн на протяжении верхнего протерозоя (650 млн. лет). К этому времени относится образование небольших свинцовых и медных месторождений в западной части ядра.

БЛОК КИМБЕРЛИ

В Восточном Кимберли в период около 2700 млн. лет имели место складчатость и метаморфизм отложений архейской группы Холлс-Крик, которые интродуцированы пегматитами возраста около 2700 млн. лет к югу от селения Ламбу. Подвижная зона Холлс-Крик простирается в северо-восточном направлении. Крупные гранитные батолиты и небольшие плутоны основного состава прорывают отложения группы Холлс-Крик и слагают вытянутые массивы, параллельные оси зоны. Они прорывают комплекс Ламбу, относящийся к эпохе Наллагайн и представленный гнейсами, гранитами, габбро и диоритами возраста около 1950 млн. лет (гранодиориты Мейбл-Даунс 1960±30 млн. лет; граниты Софи-Даун и Бау-Ривер 1855±15 млн. лет; Compston, Atriens, 1968). В Восточном Кимберли широко распространены граниты и перекрывающие их эффузивы возраста 1855-1820 млн. лет.

СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА ПАЙН-КРИК

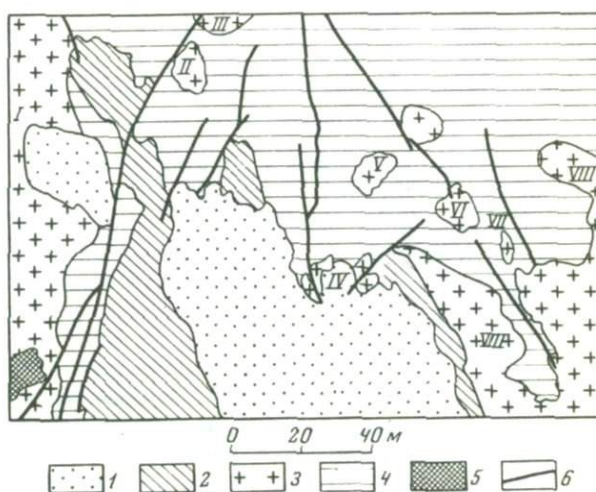
На севере в складчатой структуре Пайн-Крик в ядре сводового поднятия выходит комплекс Рам-Джангл, сложенный кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами и различными гранитами (Rhodes, 1965) (рис. 25). На основании радиометрических определений возраста по циркону в 2600-2550 млн. лет комплекс Рам-Джангл относится к архею (Richards et al., 1966₁). В районе Катерин-Дарвин часть комплекса Рам-Джангл и граниты Уотерхауз, возможно, имеют возраст 2500-2400 млн. лет (Compston, Atriens, 1968). Наиболее древние гранитоиды этого района находятся в комплексе Рам-Джангл (Rhodes, 1965). Среди близких по возрасту гранитоидов выделяются комплексы Литчфилд, Нанамбу и Нимбуа (Walpole, Smith, 1960; Walpole et al., 1968).

Комплекс Рам-Джангл расположен к югу от Дарвина. Он включает гранито-гнейсы, метадiorиты, крупнозернистые и лейкократовые граниты. Гранитоиды этого комплекса интродуцируют отложения группы Бачелор. Гранито-гнейсы сложены микроклинном, кварцем, олигоклазом; местами мусковитом, апатитом, флюоритом и цирконом. Они включают сланцы и гнейсы и интродуцированы лейкократовыми гранитами.

Крупнозернистые граниты слагают южную часть комплекса. Это массивные розовые, чаще равномернозернистые адамеллиты и граниты, состоящие

Рис. 25. Схема расположения гранитных массивов в складчатой структуре Пайн-Крик (Malone, 1962)

1 - отложения среднего кембрия; 2 - отложения верхнего протерозоя; 3 - граниты нижнепротерозойские; 4 - отложения нижнего протерозоя; 5 - отложения архея; 6 - разрывные нарушения. Гранитные массивы: I - Литчфилд, II - Уотерхауз, III - Рам-Джангл, IV - Фентон, V - Борнсайд, VI - Прайсис-Спрингс, VII - Мак-Кинли, VIII - Гален



из микроклина, плагиоклаза, кварца, биотита и серишита с акцессорным флюоритом. Характерен бледно-голубой кварц. Эти граниты содержат ксенолиты сланцев, они интродуцированы лейкократовыми гранитами и переходят в крупнополовошпатовые граниты, наиболее широко распространенные в пределах комплекса и описанные как адамеллиты (Rhodes, 1965). Это порфировидные породы, содержащие крупные фенокристы микроклина (до 6 см) в среднезернистой основной массе, сложенной микроклином, кварцем, олигоклазом или альбитом и биотитом; акцессорные — магнетит, сфен, апатит, циркон и флюорит. Плагиоклаз замещается альбитом и микроклином.

Химический состав адамеллитов (в %): SiO_2 69,62; Al_2O_3 14,35; Fe_2O_3 1,09; FeO 2,20; MgO 1,40; CaO 0,80; Na_2O 2,67; K_2O 6,19; H_2O^+ 0,23; H_2O^- 0,04; CO_2 н.о.; TiO_2 0,61; P_2O_5 0,25; MnO 0,04; сумма 99,49.

Лейкократовые граниты слагают крупную интрузию в южной части комплекса, а более мелкие встречаются по всему комплексу. Это тонко- и среднезернистые розовые и серые граниты, местами содержащие аплиты и пегматиты. Они сложены микроклином, кварцем, альбитом, хлоритизированным биотитом, мусковитом, апатитом, магнетитом, флюоритом, цирконом и эпидотом.

Химический состав лейкократового гранита (в %): SiO_2 73,24; Al_2O_3 13,96; Fe_2O_3 0,88; FeO 0,71; MgO 0,68; CaO 0,70; Na_2O 3,23; K_2O 4,90; H_2O^+ 0,37; H_2O^- 0,05; CO_2 н.о.; TiO_2 0,20; P_2O_5 0,45; MnO 0,08; сумма 99,45. Возраст, определенный по циркону из крупнозернистых гранитов (Richards et al., 1966₁), 2550 млн. лет, по биотиту из комплекса Рам-Джангл К-Аг методом 1710 млн. лет. Последнее определение, по-видимому, показывает возраст метаморфизма (Робертс, 1965).

Комплекс Литчфилд охватывает большой район развития гранитных пород по западному краю структуры Пайн-Крик и протягивается к югу от р. Финнис. Он включает тоналиты, гранодиориты и метаморфизованные основные породы (Malone, 1962). Гранодиориты и тоналиты массивные и гнейсовидные, серые, средне- и крупнозернистые. Они состоят из кварца (30-35%), олигоклаза-андезина (45%), микроклина (5-20%) и биотита (5-15%) с акцессорными мусковитом, роговой обманкой, апатитом, цирконом, магнетитом и флюоритом. Спорадически встречается гранат (до 2 мм в поперечнике). Полевые шпаты изменены, развиты мирмекиты. Текстура гранитов, тоналитов и гранодиоритов сходна, в гранитах больше полевого шпата и мусковита.

Химический состав гранодиорита (в %): SiO_2 74,00; Al_2O_3 14,06; Fe_2O_3 1,28; FeO 1,29; MgO 0,41; CaO 2,28; Na_2O 4,35; K_2O 1,26; H_2O^+ 0,35; H_2O^- н.о.; CO_2 н.о.; TiO_2 0,22; P_2O_5 0,03; MnO 0,03; сумма 99,56.

Химический состав гранита (в %): SiO_2 75,00; Al_2O_3 13,71; Fe_2O_3 0,87; FeO 0,37; MgO 0,27; CaO 0,64; Na_2O 2,23; K_2O 5,81; H_2O^+ 0,68; H_2O^- н.о.; CO_2 н.о.; TiO_2 0,10; P_2O_5 0,03; MnO 0,04; сумма 99,75.

Вблизи Литчфилда в составе комплекса присутствуют массивные и гнейсовидные адамеллиты и гранодиориты, состоящие из кварца, плагиоклаза-андезина, микроклина, биотита, мусковита, апатита, циркона, сфена и флюорита. Местами присутствуют гранат, силлиманит и кордиерит. Наблюдаются многочисленные ксенолиты, местами их секут жилы пегматита и кварца. В северной части выходов комплекса Литчфилд наиболее распространены серые гранатсодержащие гранодиориты — от массивных до гнейсовидных — с ксенолитами. Встречаются также тоналиты, адамеллиты, граниты и основные породы. Граниты богаты биотитом и содержат турмалин. Количество граната увеличивается с приближением к мигматитовым сланцам, а присутствие в гранитах силлиманита и кордиерита говорит о гибридном состоянии в контакте с породами метаморфической толщи. Ноакес (Noakes, 1949) предполагает, что граниты Литчфилд образовались в процессе гранитизации нижнепротерозойских отложений.

Возраст, определенный К-Аг методом (по биотиту), 1630 млн. лет для гранитов северной части комплекса, 1560 млн. лет для южной, 1595-1605 млн. лет для массива Литчфилд (Hurley et al., 1961_{1,2}), а Rb-Sr методом - 1760 млн. лет.

Последние движения в комплексе Литчфилд имели место в раннем Карпентарии, но тесная связь его с архейскими метаморфическими толщами дает основание предполагать его архейский возраст.

Граниты Нанамбу выходят в междуречье Саус-Аллигейтор и Ист-Аллигейтор. Большая часть их закрыта четвертичными наносами. Они представлены выветрелыми лейкократовыми гранатсодержащими гнейсовидными гранитами, гранулитовая текстура которых наводит на мысль об их метаморфическом происхождении.

Химический состав гранитов (в %): SiO₂ 76,86; Al₂O₃ 12,39; Fe₂O₃ 0,96; FeO 0,36; MgO 0,13; CaO 0,79; Na₂O 2,44; K₂O 5,43; H₂O⁺ 0,50; H₂O⁻ н.о.; CO₂ н.о.; TiO₂ 0,07; P₂O₅ 0,02; MnO 0,02; сумма 99,97.

Комплекс Нимбуа расположен в северо-восточной части района Пайн-Крик. Большая часть комплекса представлена гнейсовидными и массивными породами с составом, меняющимся от гранодиоритов до тоналитов. В результате ассимиляции гранитной магмой основных пород образовались серые порфиroidные роговообманково-биотитовые гранодиориты с крупными фенокристаллами плагиоклаза и широкой зоной гибридных пород.

В составе гранодиоритов присутствуют плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит и пироксен, небольшое количество эпидота и циркона. Плагиоклаз серицитизирован. Роговая обманка замещает пироксен.

Химический состав гранита Нимбуа (в %): SiO₂ 60,42; Al₂O₃ 18,20; Fe₂O₃ 2,10; FeO 2,50; MgO 1,65; CaO 4,51; Na₂O 3,80; K₂O 6,96; H₂O⁺ 0,30; H₂O⁻ н.о.; CO₂ н.о.; TiO₂ 0,10; P₂O₅ 0,05; MnO 0,07; сумма 100,66.

В юго-восточной части выходов комплекса породы представлены массивными биотитовыми гранодиоритами с розовым и зеленым полевым шпатом. Плагиоклаз составляет около 45%, микроклин-пертит - около 10%.

В Северной и Центральной Австралии, куда входят районы Дарвин, Арнем, Теннант-Крик, Девенпорт, Мерчисон, и в ряде участков блоков Аранта и Масгрейв в архейских и протерозойских отложениях отмечены неметаморфизованные породы - граниты, диориты и сиениты, образующие роговиковые контакты с вмещающими породами (Hossfeld, 1954). Они достигают низов верхнего протерозоя и могут быть разновременными. На основании более интенсивной минерализации нижнепротерозойских отложений по сравнению с верхнепротерозойскими выделяются условно синорогенные интрузии, вызвавшие гранитизацию, и более поздние субсеквентные (Noakes, 1949).

В структуре Пайн-Крик образование сбросов сопровождалось внедрением крупных тел гранитов и меньших магматических штоков. Крупные тела обычно дискордантны, многие мелкие согласные. Гранитные интрузии не приурочены к какой-либо определенной зоне структуры Пайн-Крик. Возраст гранитов от 1900 (U-Pb метод по циркону) до 1640 млн. лет (К-Аг метод по слодам).

Возраст ряда интрузивных гранитных тел в районе Катерин-Дарвин 1830-1460 млн. лет. Более ранняя группа гранитных интрузий наиболее широко распространена в районе Пайн-Крик. Граниты преимущественно массивные крупнозернистые или порфиroidные, состав их обычно колеблется от адамеллита до гранита. Сюда же входит мелкозернистый гранит Малоне-Крик и сиенит Маунт-Гойдер. Граниты интрузивные, одни дискордантны, другие частично согласные. Возраст, определенный К-Аг методом (Hurley et al., 1961_{1,2}), 1720-1520 млн. лет, Rb-Sr методом - 1760 млн. лет (Walpole et al., 1968).

Интрузии гранитов одновозрастны с движениями, положившими начало седиментации Карпентария, и относятся к раннему Карпентарию. Сюда относится ряд гранитных массивов Джим-Джим, Малоне-Крик, Ералба, Вольфрам-Хилл, Гален, Мак-Кинли, Прайсис-Сирингс, Борнсайд, Фентон.

Граниты Джим-Джим выходят на одноименной реке (Walpole, 1962) в районе Катерин-Ривер. Это крупнозернистые граниты с пегматитовыми жилами. По северному контакту граниты прорывают основные породы, здесь они гибридизированы; в южной части развиты биотитовые граниты. Граниты дискордантны по отношению к отложениям нижнего протерозоя.

Граниты Малоне-Крик выходят на юго-восточном окончании долины р. Саут-Аллигейтор. Вдоль контактов развита зона порфиroidных пород и грейзены. Это массивные аллитовидные граниты, куда входят каолинизированный полевой шпат, кварц, флюорит, биотит, мусковит, ортит и сфен. Кварц и полевой шпат находятся в микрографическом срастании.

Химический состав гранитов (в %): SiO_2 75,26; Al_2O_3 12,05; Fe_2O_3 1,40; FeO 1,18; MgO 0,20; CaO 0,58; Na_2O 2,97; K_2O 5,31; H_2O^+ 0,48; H_2O^- н.о.; CO_2 н.о.; TiO_2 0,07; P_2O_5 0,04; MnO 0,02; сумма 99,56.

Граниты Ералба представлены лейкократовыми порфиroidными адамеллитами. В их составе фенокристы олигоклаза-андезина, пертиты с включениями кварца по краям, кварц с включениями плагиоклаза и циркона. В гипидиоморфнозернистой массе присутствуют кварц, ортоклаз, олигоклаз, зеленый биотит, апатит, хлорит, лейкоксен, сфен и мусковит. Интенсивная грейзенизация и турмалинизация по краям ассоциируют с кварц-турмалин-касситеритовым роговиковым телом, содержащим вольфрам-олово-висмут-золотую минерализацию (Walpole, et al., 1968).

Граниты Вольфрам-Хилл слагают три небольших выхода на восточном контакте метаморфической зоны. В их состав входят серые тонкозернистые адамеллиты и розовые среднезернистые граниты. Серые адамеллиты слагают участки в розовых гранитах и содержат ксенолиты и скопления биотита. Полевой шпат представлен микроклин-пертитом. Олигоклаза и биотита больше в адамеллитах, чем в гранитах. Аксессуары: магнетит, гематит, циркон, апатит и флюорит.

Химический состав адамеллита (в %): SiO_2 68,41; Al_2O_3 17,26; Fe_2O_3 1,32; FeO 2,15; MgO 0,96; CaO 0,56; Na_2O 3,31; K_2O 4,37; H_2O^+ 0,85; TiO_2 0,33; P_2O_5 0,09; MnO 0,05; сумма 99,66.

Граниты образуют широкую контактовую зону роговиков с большим количеством кварцевых жил. Минерализация в гранитах представлена вольфрамом, оловом, медью и свинцом.

Граниты Гален слагают крупные батолиты в центре структуры Пайн-Крик и называются также гранитами Пайн-Крик (Hossfeld, 1954). Здесь выделены три типа гранитов: розовые порфиroidные граниты, розовые порфиroidные адамеллиты, серые тонкозернистые порфиroidные граниты и адамеллиты. В их состав входят микроклин, кварц, альбит-олигоклаз до олигоклаз-андезина, биотит и роговая обманка. В порфиroidных разностях фенокристы до 2 см представлены микроклин-пертитом.

Химический состав гранита (в %): 1) SiO_2 71,30; Al_2O_3 14,57; Fe_2O_3 1,19; FeO 1,43; MgO 0,69; CaO 0,76; Na_2O 3,13; K_2O 5,68; H_2O^+ 0,87; TiO_2 0,08; P_2O_5 0,08; MnO 0,06; сумма 99,84. 2) SiO_2 72,94; Al_2O_3 13,70; Fe_2O_3 0,51; FeO 2,10; MgO 1,08; CaO 0,66; Na_2O 2,54; K_2O 4,93; H_2O^+ 0,90; H_2O^- 0,04; TiO_2 0,03; P_2O_5 0,09; MnO 0,04; сумма 99,56.

Граниты прорваны жилами кварцевых порфиров. Контактные роговики состоят из биотита, мусковита, альбита, кордиерита и андалузита. Контактный ореол местами достигает нескольких километров. Возраст гранитов Гален, определенный по биотиту К-Аг методом, 1695 млн. лет, а Rb-S методом - 1765 млн. лет (Hurley et al., 1961,2).

Того же возраста биотитовые адамеллиты Прайсис-Спрингс (Hurley et al., 1961,2). Массив Борнсайд сложен равномернозернистыми серыми биотито-

выми, местами порфировидными адамеллитами. В контакте развиты грейзены, жилы пегматитов, аплитов и кварца. Одна кварцевая жила содержит молибденит. Возраст массива 1520 млн. лет (Hurley et al., 1961_{1,2}).

Более поздние граниты Грейс-Крик (1470 млн. лет) представляют собой лакколит, несогласно залегающий между отложениями нижнего протерозоя и Карлентария (Walpole et al., 1968). Стюарт описал их как гранит-порфиры, гранофиры и микрограниты с фенокристами ортоклаза в тонкозернистой гранитной основной массе (Stewart, 1965).

В районе Теннант-Крик главной структурой является геосинклиналь Уоррамунга. Слагающие ее породы входят в систему Эджиконди; они прорваны гранитами, возраст которых, определенный К-Аг методом, 1630 млн. лет. На Северной Территории в районе Теннант-Крик-Девенпорт на фундаменте, сложенном осадками группы Уоррамунга, с угловым несогласием залегают отложения группы Хатчес-Крик, представленные эффузивно-обломочными образованиями общей мощностью 7500 м. Возраст гранодиоритов, прорывающих эти отложения, 1630 млн. лет.

БЛОКИ АРАНТА, МАСГРЕЙВ И МАУНТ-АЙЗА

К архею в хребтах Макдонелл и Хартс относится комплекс Аранта, сложенный высокометаморфизованными породами. Возраст части комплекса 2900 млн. лет (Fotman et al., 1966). В блоке Аранта различные кислые магматические породы представлены гранито-гнейсами. Текстура их обычно параллельна текстуре вмещающих пород. Эти древние граниты сопровождаются интрузиями габбро, долеритов и ультраосновных пород, превращенных затем в амфиболиты (Joklik, 1955). С наиболее древними слюдяно-полевошпатовыми гнейсами Энтиа в хребте Хартс связаны амфиболиты и гранодиориты, кислые и средние по составу, содержащие многочисленные скопления биотита, полосчатые по краям и массивные внутри тел. Гнейсы Ириндина - гранато-слюдяно-полевошпатовые, с амфиболитами, местами гранитизированные. К ним приурочена большая часть слюдоносных пегматитов (возраст 600-700 млн. лет - Joklik, 1955). Наиболее молодые гнейсы Кадней интродированы массивными мелкозернистыми рогово-обманковыми гранитами Маунт-Шабер.

В блоке Масгрейв древнейшие породы представлены гнейсами с гранатом, кордиеритом, биотитом, шпинелью, силлиманитом и чарнокитами. В гнейсах присутствуют многочисленные, обычно согласные гранитные тела, иногда значительных размеров, образование которых связывают с гранитизацией. За ними шли интрузии среднего и основного состава, иногда разгнейсованные. Они параллелизуются с интрузиями нижнего протерозоя других районов. Иногда они достигают больших размеров, например в хребте Эверард, где они разгнейсованы только в краевых частях.

Химический состав гиперстеновых гранитов (в %): 1) SiO_2 63,52; Al_2O_3 16,76; Fe_2O_3 0,96; FeO 3,97; MgO 0,91; CaO 4,51; Na_2O 3,88; K_2O 4,01; H_2O^+ 0,13; H_2O^- 0,06; TiO_2 0,84; P_2O_5 0,52; MnO 0,09; BaO 0,12; ZrO_2 0,08; Cl 0,07; S 0,11; сумма 100,44. 2) SiO_2 65,92; Al_2O_3 14,38; Fe_2O_3 1,81; FeO 4,16; MgO 1,24; CaO 3,23; N_2O 3,33; K_2O 4,16; H_2O^+ 0,14; H_2O^- 0,16; TiO_2 0,88; P_2O_5 0,38; MnO 0,16; сумма 99,95.

Отложения докембрия в районе Маунт-Айза представлены метаморфическими комплексами Лейкхардт и Яринга, относимыми к системе Наллагайн. На метаморфических комплексах залегает формация Эджиконди, сложенная риолитовыми и дацитовыми лавами, которые прорываются гранитами Юэн возраста 1760 млн. лет. Метаморфические комплексы прорваны мелкими интрузиями базитов, гранитами Калкадун (рис. 26) возраста 1930 ± 51 млн. лет (Farquharson, Wilson, 1971) и гранитами Сибелла, древняя фаза которого имеет 1760 млн. лет, а молодая фаза - граниты Уимбери - 1520 млн. лет (Richards, 1966).

В районе Клонкарри-Маунт-Айза закартировано девять гранитных тел. Лабораторные работы показали, что они состоят из гранитов, гранодиоритов, адамеллитов с подчиненным количеством адамеллитовых порфиров, микроадамелли-

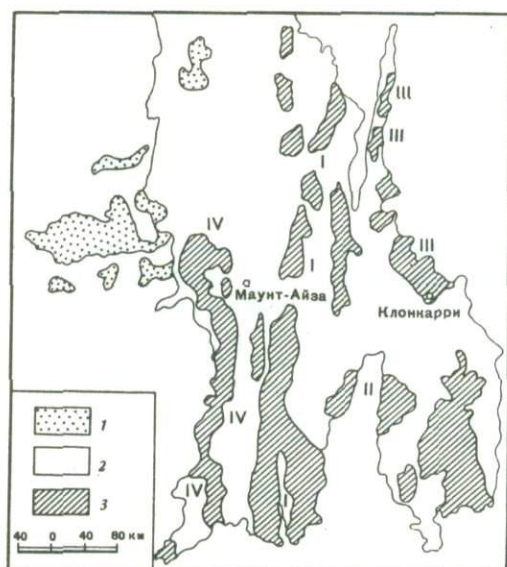


Рис. 26. Схема расположения гранитов нижнепротерозойского возраста в районе Маунт-Айза (Carter et al., 1961).

1 - отложения верхнего протерозоя; 2 - отложения нижнего протерозоя; 3 - гранитные массивы: I - Калкадун, II - Уимбери, III - Нарака, IV - Сибелла

тов и микрогранитов. Встречаются дайки и мелкие неправильной формы тела альбититов, натровых аплитов и пегматитов. Наиболее крупным является массив Калкадун, представленный сланцеватыми порфиroidными гранодиоритами с фенокристаллами микроклина и андезина размером около 8 мм и основной массой, сложенной кварцем, кислым андезином, микроклином, биотитом, сфеном, апатитом и рудным минералом. Иногда присутствует роговая обманка, широко развиты мирмекиты. Плаггиоклаз сосюритизирован, биотит хлоритизирован, присутствует эпидот. Считают, что гранодиориты - результат ассимиляции гранитной магмой метабазальтов, которые они прорывают; это же подтверждается высоким содержанием кремнезема и щелочей в сочетании с относительно высоким содержанием извести и закисного железа (табл. 9).

Адамеллиты слагают также один из крупных массивов этого района - Нарака, расположенный в 150 км севернее Клонкарри.

Химический состав адамеллита (в %): SiO_2 73,49; Al_2O_3 14,06; Fe_2O_3 0,37; FeO 1,74; MgO 0,01; CaO 0,96; Na_2O 2,68; K_2O 5,63; H_2O^+ 0,33; H_2O^- 0,03; TiO_2 0,78; P_2O_5 следы; MnO - следы; сумма 100,08.

Таблица 9. Химический состав гранодиоритов Калкадун (в %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	63,62	69,46	71,21	72,62
Al_2O_3	14,57	14,61	13,94	14,33
Fe_2O_3	4,19	1,76	0,87	0,29
FeO	3,30	1,98	2,52	2,38
MgO	1,61	0,43	0,76	0,29
CaO	3,82	1,99	2,28	1,44
Na_2O	3,61	3,98	2,88	2,54
K_2O	2,40	4,77	4,68	5,05
H_2O^+	1,56	0,61	0,77	0,33
H_2O^-	0,10	0,03	0,07	-
CO_2	-	-	-	-
TiO_2	0,43	0,15	0,23	0,09
P_2O_5	0,25	0,07	0,07	0,08
MnO	0,18	0,05	0,08	0,07
Сумма	99,64	99,89	100,36	99,51

Таблица 10. Химический состав гранитов (в %)

Компоненты	Порфиоровидный гранит		Гибридная порода	Массивный равнозернистый гранит
	1	2	3	4
SiO ₂	71,26	72,68	60,28	76,61
Al ₂ O ₃	13,95	12,83	18,06	11,66
Fe ₂ O ₃	1,08	0,97	2,39	0,63
FeO	2,58	2,25	3,91	1,65
MgO	0,10	0,04	1,83	0,20
CaO	1,84	1,55	3,46	0,88
Na ₂ O	2,74	3,50	4,75	1,40
K ₂ O	5,65	5,03	4,04	5,48
H ₂ O ⁺	0,37	0,50	0,63	0,46
H ₂ O ⁻	0,07	0,02	0,07	0,06
CO ₂	-	-	-	-
TiO ₂	0,26	0,43	0,30	0,16
P ₂ O ₅	0,41	0,03	0,10	0,07
MnO	Следы	Следы	0,07	0,04
Сумма	100,31	99,83	99,89	99,30

Граниты Сибелла расположены западнее месторождения Маунт-Айза. Граниты Сибелла представляют собой сложную интрузию, простирающуюся в меридиональном направлении почти на 200 км при ширине 20 км. Максимальная ширина выхода северной части массива 20 км, к югу она сужается до 10–12 км. В районе Гала-Крик метаморфические породы образуют в гранитах перемычку, по-видимому, небольшой глубины. Среди гранитов преобладают крупнозернистые гнейсовидные разновидности, состоящие из фенокристов – “очков” микроклина до 15 мм и основной массы, сложенной кварцем, микроклином, биотитом, роговой обманкой и олигоклазом; широко развиты мирмекиты; аксессуарии представлены магнетитом, апатитом и флюоритом. Некоторые фенокристы микроклина окружены мелкими таблитчатыми кристаллами олигоклаза, что создает структуру рапакиви. Порфиоровидные граниты почти везде гнейсовидны, особенно по краям, где также наблюдается ассимиляция вмещающих пород и грейзенизация. В некоторых районах контакт гранитов с метаморфическими породами обычно выражен отчетливо, но местами сланцеватость становится такой интенсивной, что переход от гранитов к слюдяным сланцам прослеживается через гранито-гнейсы.

Мелко- и среднезернистые массивные граниты с равнозернистой структурой слагают ограниченные площади, редко бывают рассланцованы и, по-видимому, интродуцируют порфиоровидные богатые калием граниты (табл. 10).

С порфиоровидными гранитами ассоциируют крупнозернистые пегматиты, а с микрогранитами – мелкие дайки и неправильные массы альбититов и натровых аплитов. Альбититы имеют аллотриоморфнозернистую структуру и состоят из альбита (Ab₉₃Al₅Or₂) с небольшим количеством кварца, мусковита и хлорита. Аксессуарии представлены ильменитом, рутилом и сфеном.

Химический состав альбитита (в %): SiO₂ 67,84; Al₂O₃ 20,42; Fe₂O₃ 0,01; FeO 0,32; MgO 0,14; CaO 0,67; Na₂O 9,54; K₂O 0,51; H₂O⁺ 0,07; H₂O⁻ 0,06; TiO₂ 0,18; P₂O₅ – следы; MnO – следы; сумма 99,76. С увеличением количества кварца и одновременным уменьшением количества полевых шпатов порода становится натровым аплитом.

Химический состав натрового аплита (в %): SiO₂ 75,30; Al₂O₃ 14,80; Fe₂O₃ 0,25; FeO 0,14; MgO 0,03; CaO 0,07; Na₂O 6,70; K₂O 0,12; H₂O⁺ 0,25; H₂O⁻ 0,21; CO₂ 0,97; TiO₂ 1,12; сумма 99,96.

СРЕДИННЫЙ МАССИВ БРОКЕН-ХИЛЛ

Породы серии Уилльяма, первоначально представленные в большинстве случаев осадочными породами, претерпели значительный метаморфизм, в результате чего превратились в гранатовые и пироксеновые гнейсы, слюдяные сланцы и амфиболиты. Возраст метаморфизма 1700–1650 млн. лет. По-видимому, этот же возраст имеют процессы гранитизации и образования гранито-гнейсов и пегматитов.

Химический состав гранита: 1) SiO_2 72,60; Al_2O_3 15,99; Fe_2O_3 0,34; FeO 0,78; MgO 0,20; CaO 0,38; Na_2O 4,30; K_2O 4,36; H_2O^+ 1,15; H_2O^- 0,05; TiO_2 0,13; P_2O_5 0,14; MnO 0,03; сумма 100,45. 2) SiO_2 74,42; Al_2O_3 15,00; Fe_2O_3 0,39; FeO 1,03; MgO 0,30; CaO 0,41; Na_2O 4,37; K_2O 3,03; H_2O^+ 0,82; H_2O^- 0,01; TiO_2 0,08; P_2O_5 0,06; MnO 0,07; сумма 99,99.

Пегматиты широко распространены в этих толщах, местами пропитывая их до полного замещения. В ряде крупных пегматитовых тел присутствуют ксенолиты вмещающих пород. Возраст пегматитов 1550–1530 млн. лет.

Граниты Манди-Манди образуют пять штоков и многочисленные дайки в западной части района Брокен-Хилл, которые представляют собой купола и апофизы над крупным, залегающим на глубине телом (Joplin, 1964). Лейкократовые граниты состоят из кварца и микроклина, альбита, биотита, мусковита и аксессуариев – турмалина, апатита и циркона. Альбита больше, чем микроклина; мусковит составляет до 10%, а биотит до 4% объема породы.

Химический состав гранитов (в %): 1) SiO_2 74,07; Al_2O_3 14,77; Fe_2O_3 0,51; FeO 0,46; MgO 0,16; CaO 0,51; Na_2O 0,89; K_2O 4,43; H_2O^+ 0,70; H_2O^- 0,15; TiO_2 0,19; P_2O_5 0,10; MnO 0,01; ZrO_2 0,03; S 0,03; сумма 100,01. 2) SiO_2 73,3; Al_2O_3 14,4; Fe_2O_3 0,66; FeO 0,66; MgO 0,44; CaO 0,47; Na_2O 4,0; K_2O 5,4; H_2O^+ 0,67; TiO_2 0,18; P_2O_5 0,23; MnO 0,01; сумма 100,4. В гранитах проявлена тенденция к натрово-кремнекислому обогащению.

Химический состав натрового гранита (в %) : 1) SiO_2 71,56; Al_2O_3 17,74; Fe_2O_3 0,30; FeO 0,86; MgO н.о.; CaO 0,38; Na_2O 7,54; K_2O 0,78; H_2O^+ 0,47; H_2O^- 0,15; TiO_2 0,38; P_2O_5 0,03; MnO 0,01; FeS_2 0,08; сумма 100,28. 2) SiO_2 62,18; Al_2O_3 16,91; Fe_2O_3 8,19; FeO 3,29; MgO 0,68; CaO 0,76; Na_2O 7,99; K_2O 0,10; H_2O^+ 0,25; H_2O^- 0,01; P_2O_5 0,34; BaO 0,04; сумма 100,74.

Граниты большей частью массивные и представлены мусковит-микроклин-олигоклазовой разновидностью. Три штока из пяти расположены в контакте с серией Уилльяма, небольшой выход также имеется в тектоническом окне в Эуриови. Некоторые штоки были деформированы в процессе постторроуэнджских движений, другие внедрились в процессе этих движений, например шток Бревери-Крик, хотя отложения более молодой серии Торроуэнджи в общем слабо метаморфизованы и кроме отдельных участков лишены гранитов и пегматитов, не содержат минерализации. Возраст, определенный по мусковиту из гранитов Манди-Манди, 916 млн. лет, что соответствует возрасту рудных тел типа Чакаринга, который примерно равен 1000 млн. лет (Binns, Miller, 1963). Однако те же авторы считают, что это возраст более позднего метаморфизма, а истинный возраст гранитов 1307 млн. лет.

БЛОК ДЖОРДЖТАУН

Блок Джорджтаун расположен в западном крыле палеозойской Тасманской геосинклинальной зоны. Он сложен метаморфическими породами и гранитами докембрийского возраста, а также кислыми изверженными породами верхнепалеозойского возраста, представленными эффузивными образованиями (риодацитами, риолитами, трахиандезитами, базальтами, различными туфами) и интрузивными адамеллитами, гранодиоритами, гранитами). В районе слюдяного месторождения Маунт-Китчин метаморфические породы считаются протерозойскими (Keyser de Lucas, 1968) на том основании, что в западной части пояса их прорывают верхнепротерозойские граниты типа Форсайт.

Таблица 11. Химический состав гранитов (в %)

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO ₂	71,82	74,30	74,80	H ₂ O ⁺	0,93	0,51	0,70
Al ₂ O ₃	14,09	14,88	13,61	H ₂ O ⁻	0,02	0,08	0,09
Fe ₂ O ₃	0,75	0,37	0,09	CO ₂	-	-	-
FeO	1,32	0,07	1,30	TiO ₂	0,91	0,04	0,09
MgO	0,45	1,20	0,53	P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,14
CaO	1,38	0,33	1,67	MnO	0,04	0,04	0,02
Na ₂ O	2,57	3,92	2,62	Сумма	100,92	100,19	100,61
K ₂ O	6,61	4,42	4,95				

Граниты Форсайт (White, 1962) выходят вблизи г. Форсайта и представлены серыми крупнозернистыми массивными и порфировидными биотитовыми разнос-тями, которые прорывают докембрийские метаморфические породы и несогласно перекрываются пермо-карбовыми и мезозойскими вулканогенными формациями (табл. 11). Граниты считались первоначально позднепротерозойскими или раннепалеозойскими (White, 1962). Поздние определения, сделанные К-Аг методом, дали возраст от 600 до 1200 млн. лет (Richards et al., 1966₃).

Изверженные породы верхнепалеозойского возраста выполняют 11 кальдер на участке протяженностью до 120 км. В ассоциации с кальдерами встречено шесть кольцевых комплексов, пять из них содержат и эффузивные, и интрузивные образования, один чисто интрузивный (Branch, 1966_{1,2}).

Положение кальдер и кольцевых комплексов, по-видимому, контролируется разломами, ранее существовавшими в докембрийском фундаменте. Штоки среднезернистых адамеллитов, которые интродуцируют эффузивы в кальдерах, и кольцевые комплексы кристаллизовались под кровлей туфов мощностью 200-700 м. Начальным процессом в кальдерах явилось излияние вязкой кислой магмы из жерловых отверстий, расположенных вдоль периферических разломов; в некоторых кальдерах эти излияния сопровождалась озерной седиментацией. С уменьшением вязкости магмы появляются пузырчатые потоки риодацитов, пепловые туфы и брекчии. С ними переслаиваются и перекрывают их сваренные туфы мощностью 30-40 м. Конечные стадии вулканизма в кальдерах представлены текучей риодацитовой магмой из периферических и кольцевых трещин мощностью до 500 м.

Гранитные штоки внедрились в полости, образовавшиеся при котлообразном оседании. Одновозрастные граниты отмечены вдоль северо-восточного края блока, уже в пределах палеозойской геосинклинали.

ТАСМАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Тасманской складчатой области верхнепротерозойские гранитоиды выходят в Снежных горах и Новом Южном Уэльсе в ядрах антиклинальных структур. Новые определения абсолютного возраста по циркону дали 750 и 600 млн. лет (Richards et al., 1966₁). Тот же возраст (700 млн. лет) имеют силлы и дайки долеритов Куи, прорывающие докембрийские отложения Тасмании (Spry, 1962).

Геосинклинальное развитие Лакланской складчатой системы сопровождалось интенсивным магматизмом (преимущественно в ее восточной половине). Существует много работ, в которых подробно рассматриваются петрографические особенности отдельных массивов, однако определение возраста многих интрузий затрудняло то, что лишь в редких случаях они перекрываются осадочными образованиями. Определения абсолютного возраста гранитоидов (Evernden, Richards, 1962) позволили суммировать накопленный к этому времени материал

и классифицировать эти породы по возрасту. Г. Жоплин вслед за Дэвидом (Joplin, 1962) и другими исследователями выделяет для Лакланской складчатой системы три этапа гранитного магматизма: а) верхнеордовикский; б) силурийский и, возможно, нижнедевонский; в) верхнедевонский - нижнекаменноугольный. Ультраосновные породы Жоплин подразделила на нижне- и среднедевонские.

Нижнепалеозойские гранитные интрузии прослеживаются во всех зонах Лакланской складчатой системы - от о. Тасмания на юге до п-ва Кейп-Йорк на севере. Дэвид (Борданов, 1967) впервые разделил их на две группы, основываясь на степени метаморфизма, составе и геологическом положении. Он считал их ордовикскими и силурийскими. Определения абсолютного возраста, выполненные К-Аг методом Дж. Эвернденом и Дж. Ричардсом (Evernden, Richards, 1962), показали, что для наиболее древней группы гранитов он не превышает 400-410 млн. лет, т. е. они являются среднесилурийскими. Жоплин (Joplin, 1962), проведя детальные петрографические и химические исследования обоих типов, пришла к выводу, что они различны по составу и силурийский возраст наиболее древних объясняется потерей аргона в результате метаморфизма. Она поддержала точку зрения Дэвида о наличии ордовикских и силурийских гранитоидов. Это подтверждается и последними определениями возраста гранодиоритового комплекса Равенсвуд, расположенного вблизи Чартес-Тауэрс, 454 ± 30 млн. лет (Clarke, Paine, 1970).

Группа более древних гранитных интрузий прослеживается только от района Омео, в пределах штата Виктория, до района Уога-Уога в штате Новый Южный Уэльс. Это гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы различного состава - от олигоклаз-микроклиновых и альбитовых гранитов до гранодиоритов, причем лейкократовые разновидности в них явно преобладают. По данным Жоплин (Joplin, 1968), с гнейсовидными гранитами ассоциируются зоны контактово-прогрессивного метаморфизма, а также большое количество пегматитовых и кварцевых тел. Они часто постепенно сменяются парагнейсами, содержащими силлиманит и кордиерит, и биотит-хлоритовыми кристаллическими сланцами (Joplin, 1962, 1968). В отдельных участках граниты окружены мигматитами - мелкозернистыми полевошпатовыми породами, очень богатыми ортоклазом и содержащими также андалузит, кордиерит и силлиманит; эти породы описаны как гнейсы и гранулиты.

В удалении от гранитов эта зона слюдоносных сланцев с узлами андалузита (и ранее кордиерита) соответствует зоне биотитовых сланцев, а следующая - зоне хлоритовых сланцев. Гранитные породы содержат многочисленные ксенолиты сланцев и отдельных минералов сланцев - таких, как андалузит и кордиерит. Однако эти минералы не всегда представляют собой ксенокристаллы, местами они появляются в результате кристаллизации с другими минералами из гранитного расплава. Существуют три теории образования этих гранитов: контаминация обычных гранитов осадочными минералами; метасоматоз сланцев гранитизирующими растворами; низкотемпературная фракция самих сланцев. Эти гранитоидные массивы сложены преимущественно гранитами и гранодиоритами, которые переходят друг в друга.

Мусковитовые и обогащенные олигоклазом граниты встречаются в виде включений; широко распространены дайки графических, мусковитовых и турмалиновых пегматитов.

Граниты и гранодиориты описаны совместно. Это в основном мелкозернистые породы с небольшими округлыми фенокристами полевого шпата, плагиоклаза или ортоклаза, чрезвычайно обогащенные слюдой. Текстура обычно гнейсовидная или полосчатая, хотя отмечается и массивная. Породы содержат большое количество ксенолитов сланцев, а местами крупные желваки кварца (2-3 см в диаметре), которые представляют разрушенные кварцевые жилы в первоначальных сланцах. В гнейсовых разностях наблюдается грубое чередование светлых и темных полос. Светлые сложены кварцем и полевыми шпатами, а темные - биотитом с андалузитом, силлиманитом, кордиеритом, мелкими зернами кварца и полевого шпата. Калиевый полевой шпат обычно представлен ортоклазом, в некоторых случаях отмечен микроклин. Оба они окаймлены мirmekитами, которые тесно связаны с образованием светлой слюды. Биотит рас-

пространен в виде удлинённых плоских чешуй или в агрегатах мелких зерен, обычно переполненных включениями циркона и окруженных плеохроичными ореолами. Местами в биотит включены очень мелкие матовые иголки силлиманита. Плагиоклаз зональный, состав его колеблется от олигоклаза до кислого андезина (An_{37} до An_{30}). Кордиерит встречается в виде неправильных зерен, слегка замещенных ярким желтым пинитом, который образуется вдоль трещин и по краям.

Включения циркона обычно окружены желтым ореолом. Андалузит развит в виде крупных субидiomорфных кристаллов или скоплений мельчайших зерен.

Химический состав гранито-гнейсов (в %): 1) SiO_2 70,65; Al_2O_3 15,25; Fe_2O_3 0,83; FeO 3,45; MgO 1,63; CaO 0,94; Na_2O 1,77; K_2O 4,63; H_2O^+ 0,60; H_2O^- 0,09; CO_2 н.о.; TiO_2 0,85; P_2O_5 0,12; MnO 0,05; сумма 100,66. 2) SiO_2 71,10; Al_2O_3 15,18; Fe_2O_3 0,61; FeO 2,78; MgO 1,33; CaO 0,83; Na_2O 1,94; K_2O 4,52.

Мусковитовые граниты — более мелкозернистые, чем нормальные, и содержат больше слюды; плагиоклаз отсутствует. Мусковит в изобилии присутствует в виде чешуйчатых кристаллов и может образовывать лучистые скопления. Большое количество кварца в виде неправильных зерен, ортоклаз обычно замещен мirmekитами и белой слюдой.

Химический состав мусковитового гранита (в %): SiO_2 75,61; Al_2O_3 13,52; Fe_2O_3 0,51; FeO 0,51; MgO 0,93; CaO 0,21; Na_2O 3,31; K_2O 4,57; H_2O^+ 0,88; H_2O^- 0,05; CO_2 0,05; TiO_2 0,11; P_2O_5 0,13; MnO 0,04; сумма 100,43.

В районе Албери широко распространены олигоклазовые граниты. Они слагают относительно крупные разобщенные интрузии и мелкие дайки по краям. В Куме краевая фация выделена и описана как кварц-полевошпатовые инъекции. Эти породы состоят преимущественно из кварца, олигоклаза и микроклина, редко мусковита и мелких зерен андалузита, а некоторые типы содержат относительно крупный гранат-альмандин.

Химический состав олигоклазового гранита: SiO_2 73,99; Al_2O_3 16,08; $Fe_2O_3 + FeO$ 0,65; MgO 0,31; CaO 0,09; Na_2O 3,67; K_2O 4,04; H_2O^+ 0,45; H_2O^- 0,06; P_2O_5 0,43; MnO следы; сумма 99,77.

Пегматиты обычно обнаруживают графическое прорастание между кварцем и микроклином.

Крупные дайки в районе Кумы имеют зональное строение: в краевой части расположены зоны, обогащенные полевым шпатом и состоящие из крупных идиоморфных кристаллов микроклина-микрпертита, а центральные части даек выполнены крупными кристаллами кварца, турмалина и мелкими пачками слюды. Другие тела пегматитов менее дифференцированы и состоят из кварца, микроклина, турмалина и мусковита. Шерловые породы и грейзены встречены в небольших количествах. Г.Жоллин считает гранито-гнейсы контактовыми образованиями. Однако мы, как и Н. А. Богданов, склонны считать их продуктами метасоматоза вмещающих сланцев. Возможно, что гранитные тела располагаются на глубине, а на поверхности обнажаются лишь их периферийные части. Так или иначе, эти гнейсированные породы по облику существенно отличаются от более молодых прорывающих их гранитоидов (Богданов, 1967).

Другая группа расланцованных гранитов слагает массивы, приуроченные преимущественно к западной части антиклинальной зоны Бенамбриан. Они расположены в тех же районах, что ультраосновные интрузии и гранитно-гнейсы, и прорывают их. Возраст их определяется как силурийский, так как они интродуцируют отложения силура и ордовика и кое-где перекрываются девонскими образованиями. По данным определений абсолютного возраста, сделанных Эвернденом и Ричардсом (Evernden, Richards, 1962) К-Аг методом, он изменяется от 400 до 385 млн. лет, т. е. досреднедевонский. Массивы сложены крупно- и среднекристаллическими мусковитовыми гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и адамеллитами. В целом интрузивные фации этой группы заметно более основные, чем предыдущей (табл. 12).

Как правило, эти породы слагают крупные (до нескольких сотен квадратных километров) батолиты обычно асимметричной эллипсоидной и неправильной

Таблица 12. Химический состав рассланцованных гранитов (в %)

Компоненты	Лейкократовые граниты	Нормальные граниты	Гранодиориты
SiO ₂	75,81	71,44	67,77
Al ₂ O ₃	13,02	14,47	15,40
Fe ₂ O ₃	0,55	0,93	0,86
FeO	0,73	2,66	3,57
MgO	0,54	0,87	1,83
CaO	0,74	2,11	2,57
Na ₂ O	3,13	2,73	2,48
K ₂ O	4,65	3,87	3,31

вытянутой формы, ориентированной согласно с общим простиранием структур, близким к меридиональному. Все они расположены в ядрах крупных антиклиналей и пространственно связаны с гранито-гнейсами более древнего возраста. В зонах, где рассланцованные граниты и гранодиориты прорывают гранито-гнейсы, они расположены в центральных частях массивов гранито-гнейсов. На этом основании П. Крон (Cron, 1950), выделивший две группы гранитных массивов, различающихся по облику и характеру метаморфизма, отнес их к одному магматическому циклу. По мнению Н. А. Богданова, эта точка зрения, отличающаяся от предположений Дэвида, Жоплин и других исследователей, представляет значительный интерес, позволяя считать все донижнедевонские гранитоиды, тесно связанные по своему пространственному положению, единым магматическим комплексом.

В отличие от них девонские - нижнекаменноугольные гранитоиды, прослеживающиеся на крайнем востоке Лакланской складчатой системы, представляют собой совершенно обособленную группу интрузивных тел.

Девонский - каменноугольный комплекс объединяет обширные по площади магматические проявления, известные в пределах Лакланской складчатой системы от Тасмании до п-ова Кейп-Йорк. Они встречаются во всех структурно-фациальных зонах, но особенно широко распространены в пределах поднятий и по границе между складчатыми системами Лакланской и Новой Англии. Наиболее широко среди них представлены различные типы кислых и щелочных пород. Основные и ультраосновные интрузии для этого комплекса нехарактерны и представлены в основном дайками габброидов и габбро-диабазов, чаще всего приуроченных к разрывным нарушениям.

Важной орогенической фазой в Тасмании и Виктории был орогенез Табберабера, который сопровождался главной фазой гранитных интрузий и минерализацией на границе среднего и верхнего девона. Множество штоков гранита было интродуцировано в конце этого орогенеза. Штоки образовались после складчатости и местами связаны с разломами; по-видимому, они были интродуцированы вдоль крупных антиклинальных структур. Орогенез происходил в две фазы. Браун утверждал также, что и граниты относятся к двум возрастным группам: табберабберская и канимбланская, с которой связана минерализация (Solomon, 1965).

Первоначально в эту группу магматических пород Дэвид (Joplin, 1962) относил все тела, имеющие массивную текстуру и прорывающие среднедевонские отложения. Такой же классификации придерживается Жоплин (Joplin, 1962), выделяющая их в комплекс "массивных гранитов", хотя она и подчеркивает, что среди них имеются две возрастные группы - доверхнедевонская, или позднесреднедевонская, и нижнекаменноугольная. Правильность этого подразделения подтвердилась после определений абсолютного возраста Эвернденом и Ричардсом (Evernden, Richards, 1962) для юго-восточной части Лакланской складчатой системы, когда было выявлено различное пространственное положение до- и послеверхнедевонских интрузивных тел.

Первые из них – позднесреднедевонские, или доверхнедевонские, гранитоиды – в пределах Лакланской складчатой системы распространены повсеместно. На западе этой системы они прорывают преимущественно породы нижнего палеозоя. По составу это гранодиориты или массивные крупнозернистые кварцево-микроклиновые граниты; тела обычно дискордантные, округлой или овальной формы. В отличие от додевонских интрузий, они ориентированы независимо от складчатых структур. На крайнем западе зоны они перекрываются отложениями верхнего девона и нижнего карбона.

В пределах Мельбурнской синклинали зоны гранитоиды доверхнедевонского возраста образуют обширные массивы, дискордантно ориентированные по отношению к складчатым структурам, образованным силурийскими и нижедевонскими отложениями. Они также представлены в основном гранодиоритами и диоритами, значительно реже микроклиновыми гранитами.

Обширные поля гранитоидов этого возраста установлены в районе от Тасмании до севера Нового Южного Уэльса, однако наиболее крупные массивы расположены лишь на востоке. По данным Жоплин (Joplin, 1937) и Снеллинга (Snelling, 1960), массивы состоят из гранодиоритов, по краям сменяющихся диоритами. Они слагают огромные тела, такие как массивы Хартли, Маррамбиджи, Батерст, Моруа. Очень часто с ними ассоциируют дайки и штоки пород среднего и основного состава. Форма и характер ориентировки интрузий гранитоидов зависят от простиранья пород. На западе и в центральной части района они имеют округлую и неправильную форму и расположены независимо от структурных элементов образований силура, нижнего и среднего девона. На востоке же это – крупные батолиты удлиненной формы, приуроченные к поднятым структурами и ориентированные строго согласно с общим простираньем палеозойских отложений.

Г. Жоплин (Joplin, 1937) описан интрузивный комплекс Бен-Бален, представленный двумя фазами: ранними основными и гибридными породами (оливиновые и роговообманковые нориты, габбро) и более поздними кварц-слюдяными диоритами. Последние представляют собой среднезернистые серые породы, содержащие темные ксенолиты. Под микроскопом наблюдается гипидиоморфная структура. Состав породы: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц, апатит, рудный минерал, эпидот, мусковит, ортоклаз.

Химический состав (в %): SiO_2 55,30; Al_2O_3 20,87; Fe_2O_3 3,62; FeO 5,20; MgO 2,75; CaO 7,44; Na_2O 2,49; K_2O 0,82; H_2O^+ 0,76; H_2O^- 0,08; TiO_2 0,90; P_2O_5 0,41; MnO 0,1; сумма 100,74.

Породы секут дайки роговообманковых лампрофиров и аплитов.

Снеллинг (Snelling, 1960) описывает батолит Маррамбиджи, протягивающийся к северу от г. Кума. Он прорывает нижнепалеозойские отложения Тасманской геосинклинали и считается позднесилурийским – нижедевонским. Батолит согласен с региональным простираньем. Состав его варьирует от тоналитов до лейкократовых гранитов; преобладают гранодиориты, среднезернистые порфирированные лейкократовые породы, состоящие из кварца, микроклина, плагиоклаза, биотита, кварца, эпидота, мусковита и магнетита.

Химический состав гранитов (в %): SiO_2 73,02; Al_2O_3 12,49; Fe_2O_3 0,60; FeO 1,64; MgO 1,21; CaO 2,45; Na_2O 2,75; K_2O 4,40; H_2O^+ 0,65; H_2O^- 0,05; TiO_2 0,38; P_2O_5 0,12; MnO 0,05; CO_2 0,07; сумма 99,88.

В составе батолита много контаминированных пород в краевых частях массива.

В сводной работе Жоплин (Joplin, 1964) указывает, что в составе батолитов преобладают адамеллиты и гранодиориты с небольшим количеством основных разностей – габбро, горнблендитов, диоритов и др., возникших в результате ассимиляции по краям. Жильный комплекс батолитов представлен порфиритами, лампрофирами, долеритами, аплитами. Батолиты часто содержат включения ксенолитов. В составе адамеллитов плагиоклаз № 30–32, кварц, калиевый полевой шпат, биотит и роговая обманка. Аксессуары – апатит, сфен, рудный минерал. Обычно в составе батолитов преобладают адамеллиты, граниты составляют небольшую часть объема. Порфирированные и равномернозернистые граниты

Таблица 13. Химический состав гранитов (в %)

Компоненты	Роговообманково-биотитовый гранит (Батерст)	Гранит (Торрингтон)	Биотитовый гранит (Хартли)	Гранит (Хартли)
SiO ₂	66,69	68,80	73,51	77,68
Al ₂ O ₃	17,03	10,55	14,03	13,84
Fe ₂ O ₃	3,15	3,10	0,79	Следы
FeO	0,69	2,07	0,91	-
MgO	2,50	0,79	0,38	Следы
CaO	1,82	1,26	1,69	"
Na ₂ O	1,21	2,50	3,03	0,69
K ₂ O	6,26	3,77	4,58	5,56
H ₂ O ⁺	-	} 2,06	0,20	2,10
H ₂ O ⁻	0,43		0,18	
TiO ₂	Следы	-	0,45	Следы
P ₂ O ₅	"	-	0,05	"
MnO	"	0,15	0,01	-
SO ₃	"	-	-	-
SnO ₂	-	4,95	-	-
Сумма	99,78	100,00	99,81	99,87

связаны постепенными переходами. Фенокристы размером до 2,5 см состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаз № 22-29. Биотит ассоциирует с рудными минералами, эпидотом и сфеном. Граниты в Хартли содержат ортит. На контакте они обогащены калием и кремнекислотой (табл. 13). Нередко батолиты сопровождаются мелкими штоками сиенитов, например в районе г. Кума.

Интрузии гранитов нижнекаменноугольного возраста, прорывающие верхнедевонские красноцветные отложения, имеют дискордантную форму и ориентированы независимо от простирания структур зоны. Они тесно связаны с дайками диабазов и габбро-диабазов, что позволило Жоплин (Joplin, 1964) предположить гибридное происхождение последних. Возраст их устанавливается достаточно хорошо, особенно на границе с Сиднейско-Боуэнским грабеном, где граниты прорывают верхнедевонские и перекрываются нижнепермскими отложениями. По определениям Эвердена и Ричардса, их возраст не превышает 300-350 млн. лет, в отличие от верхнедевонских, возраст которых 385-345 млн. лет (Everden, Richards, 1962).

В Центральной Виктории к верхнему девону относятся вулканогенные отложения кислого состава, сосредоточенные в многочисленных кальдерах с кольцевыми дайками. Мощность лавовых скоплений достигает 1500 м. Первоначально маломощные кислые лавы и игнимбриты с андезитами и базальтами были экструдированы из центрального канала. Пирокласты встречаются спорадически. Во вторую фазу потоки лав заполнили кальдеру в несколько стадий. В конце внедрились интрузии гранитов и гранодиоритов. Севернее Мансфилда граниты интродировали верхнедевонские лавы кальдеры и несогласно перекрываются нижнекарбонными осадками.

В 150 км к северо-востоку от Мельбурна Хиллсом описано несколько котлообразных провалов, окруженных кольцевыми дайками. Среди даек он выделил три типа форм разрывов: дуговидные, эллиптические и полигональные. Эти дайки относятся к нижнему девону.

В Квинсленде кольцевые структуры были открыты и описаны Бренчем (Branch, 1966_{1,2}) в блоке Джорджтаун, но здесь они пермо-триасовые. В обоих районах лавы-риолиты, риодациты и дациты сопровождаются игнимбритами и туфами. Интрузивные породы, прорывающие лавы, представлены гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и адамеллитами. Кольцевые дайки сопровождаются сериями даек порфиритов. Глубина застывания кольцевых даек 600-1000 м.

Во всех перечисленных комплексах Г. Жоплин установлена близость минерального состава интрузивных пород и прорываемых ими лавовых толщ, что, по ее мнению, указывает на их комагматичность (Joplin, 1964).

Проявления магматизма в складчатой системе Новой Англии отличаются большим однообразием типов и соотношений со структурными элементами по сравнению с интрузиями соседней Лакланской складчатой системы. Практически в ее пределах выделяется лишь один тип гранитов, занимающих обширные площади, главным образом во внутренних частях системы, и серпентинитовые пояса, прослеживающиеся вдоль крупных надвигов. Кроме этих магматических комплексов, встречаются небольшие кислые интрузии послепалеозойских циклов, представляющие собой посторогенные тела гипабиссального типа. Детальное изучение петрографического состава, взаимоотношения данных интрузивных тел с вмещающими породами и их возраста проводилось Бенсенем и Войзи (Богданов, 1967), Уилкинсоном (Wilkinson, 1953), Джонесом (Jones, 1947), Жоплин (Joplin, 1962, 1964) и многими другими исследователями. В последние годы проведены определения абсолютного возраста, результаты которых опубликованы Эверденном и Ричардсом (Evenden, Richards, 1962), Уэббом, Купером и Ричардсом (Webb et al., 1963), Уэббом и Мак-Даугаллом (Webb, McDougall, 1964).

Гранитные интрузии в складчатой системе Новой Англии образуют крупные тела обычно изометричной округлой формы. Они широко распространены и прорывают все геосинклинальные образования.

На западном борту Сиднейско-Боуэнского грабена и в северной части наложенной впадины Кларенс-Моретон верхнепермские и триасовые отложения пологим чехлом перекрывают массивы гранитоидов.

Гранитоиды системы Новой Англии изучались многими исследователями, например Брауном и Дэвидом (Богданов, 1967), Войзи (Voisey, 1959, 1965) и др.; в юго-восточной части Квинсленда — Джонесом (Jones, 1947) и Градуэллом (Gradwell, 1955, 1960).

Складчатая система Новой Англии с запада осложнена краевыми надвигами. Между ними и разломом Пил протягивается складчатый пояс с разломами, содержащий серпентиниты.

Гранитный батолит Новой Англии расположен между двумя поясами (Voisey, 1965). В верхней перми граниты интродировали центральную часть системы. В Новой Англии они образуют батолит сложного состава, который, по данным Жоплин (Joplin, 1964), сложен адалеллитами, гранодиоритами и тоналитами, несущими признаки ассимиляции темноцветного материала. Для них характерна массивная текстура. Гранодиориты содержат роговую обманку и биотит, плагиоклаз-андезин в них преобладает над калиевым полевым шпатом; породы обладают гипидиоморфнозернистой структурой.

Тоналиты содержат больше темноцветных и совсем мало калиевого полевого шпата. Их также считают гибридными породами, нередко они слагают небольшие участки вблизи ксенолитов среди адалеллитов и гранодиоритов.

Относительно большие участки в батолите сложены монцонитами и ортоклазовыми диоритами. Содержание ортоклаза 20–30%, кварца 7–16%. В батолите наблюдается тенденция к натрово-кремнекислому обогащению в гранитах и адалеллитах.

Было проведено геохимическое, минералогическое и петрологическое изучение пород комплекса гранитов Новой Англии в целях выявления связей содержащихся в них рассеянных элементов — Sn, W, Mo и Cu — с промышленной минерализацией района. Но установить эти связи не удалось (Flinter, Hesp, Rigby, 1972).

На юге Квинсленда среди гранитоидов этой группы широко распространены гранодиориты, связанные постепенными переходами с породами, близкими к диоритам, в центральных частях и сменяющиеся к периферии массивов калиевыми гранитами (рис. 27). Градуэлл (Gradwell, 1960) включает следующие разновидности интрузивных тел: биотитовые граниты, крупно- и тонкозернистые кислые граниты, аплиты, иногда встречаются пегматитовые жилы. Однако наиболее распространенным типом этих пород являются гранодиориты (массивы Мэриленд, Санди). Как уже отмечалось, гранодиориты во многих местах генетически связаны с интрузивными телами более основного состава — диоритами, реже — с габброи-

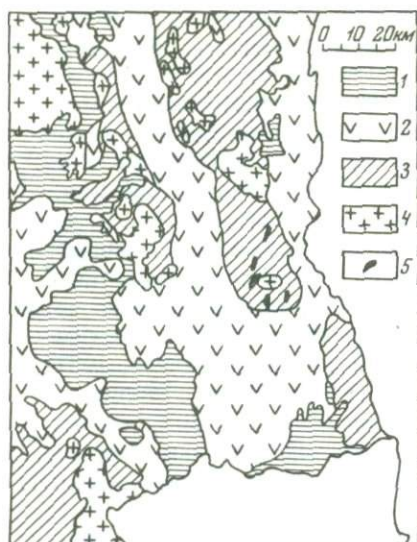


Рис. 27. Выходы пермских гранитов в Юго-Восточном Квинсленде (Gradwell, 1960)

1 - третичные базальты; 2 - мезозойская вулканогенно-осадочная толща; 3 - палеозойская вулканогенно-осадочная толща; 4 - граниты, гранодиориты и тоналиты; 5 - дайки габбро и диоритов

дами. Некоторые массивы гранодиоритов имеют весьма сложное строение. Так, массив Эксдейл в центральных частях сложен породами, близкими к габбро и норитам, к периферии гранодиориты сменяются щелочными гранитами и рапакиви. Однако такие сложные переходы между различными типами изверженных пород встречаются очень редко.

Возраст большинства массивов доверхнепермский, местами дотриасовый. Масовые определения абсолютного возраста К-Аг методом показали: для массива Амидейл 242, 239, 225 млн. лет (Evernden, Richards, 1962), 270, 260, 250, 245 млн. лет (Webb et al., 1963); для гранитоидов Рокгемптона 272, 270-259 млн. лет (Webb et al., 1963), т.е. повсеместно он пермский. Эти определения позволяют говорить еще об одной особенности гранитоидов складчатой системы Новой Англии - о наличии одного магматического цикла, а не многократных внедрений магмы, что, например, характерно для более западной части палеозойской Тасманской области (Богданов, 1967).

Кроме перечисленных гранитов пермского возраста на крайнем северо-востоке Сиднейско-Боуэнского прогиба и на западе впадины Мериборо отмечены небольшие гипабиссальные тела порфиroidных гранитов, прорывающие верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Их абсолютный возраст, определенный Уэббом и Мак-Даугаллом (Webb, McDougall, 1964) К-Аг методом по биотиту и роговой обманке, 122-128 млн. лет, т.е. соответствует нижнемеловому. Эти данные свидетельствуют о том, что в пределах описываемой складчатой системы встречаются и посторогенные магматические тела. С гранитами пермского возраста связана промышленная минерализация олова, меди, золота, полиметаллов, висмута, теллура и других полезных ископаемых.

В Тасмании, в пределах центрального поднятия, в районе оз. Грейт-Лейк, выходит толща дифференцированных третичных базальтов, прорванных дайками гранофиоров и долеритов (Solomon, 1965), в которых отмечается повышенное содержание ниобия, циркония и некоторых других редких элементов (табл. 14).

Таблица 14. Редкие элементы в гранофире из Грейт-Лейк (в г/т)

Порода	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	U	Cs	Примечание
Гранофир	16,1	1,24	240	8,0	11,2	2,8	3,5	Выборочно взяты наиболее высокие содержания
"	15,6	1,1	180	4,9	9,3	2,0	3,5	
Долерит	11,7	0,86	110	2,7	6,1	1,5	1,3	содержания
"	12,1	0,79	100	3,1	-	-	2,8	

Химический состав гранофира из Грейт-Лейк (по Готфриду и др., 1968 г.), в котором обнаружены перечисленные редкие элементы; следующий (в %): SiO_2 63,4; Al_2O_3 11,5; Fe_2O_3 4,5; FeO 7,2; MgO 0,55; CaO 3,2; Na_2O 2,6; K_2O 2,7; H_2O^- 1,6; H_2O^+ 1,0; TiO_2 1,0; P_2O_5 0,36; MnO 0,20; CO_2 0,05; сумма 99,86.

Промышленной рудной минерализации в этих наиболее молодых изверженных породах пока не обнаружено.

Глава VII

ПОЛОЖЕНИЕ АВСТРАЛИИ В СТРУКТУРЕ КОНТИНЕНТОВ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

Как справедливо заметил Кроуфорд, континенты не могут дальше успешно изучаться изолированно друг от друга ("Continents can no longer be studied effectively in isolation"; Crawford, 1970).

То, что континенты Южного полушария существовали, вероятно, в виде сплошной материковой массы — суперконтинента Гондваны — предполагали уже давно. Последние 10–15 лет отмечены бурным развитием наук о Земле; накопился огромный фактический материал. Общепринятые представления уже не могут объяснить всех новых научных открытий. Стали известны многочисленные факты, свидетельствующие в пользу представлений о наличии крупных планетарных перемещений относительно стабильных плит литосферы ("plate tectonics"), обусловленных разрастанием дна океана ("sea floor spreading"). На протяжении нескольких последних лет гипотеза о разрастании дна океана подтвердилась многими геофизическими наблюдениями планетарного масштаба и бурением дна океанов. Гипотезы "новой глобальной тектоники" в несколько измененном виде возродили идею дрефта континентов, высказанную в начале века Вегенером и Тейлором и поддержанную Дю-Тойтом.

В настоящее время гипотезу дрефта континентов нельзя считать ни полностью доказанной, ни опровергнутой. Все чаще и чаще ученые используют ее в качестве рабочей гипотезы при анализе новых геофизических, геологических и палеонтологических данных. Число сторонников ее за рубежом в последнее время резко возросло. Некоторые советские геологи, ранее прочно стоявшие на позициях "фиксизма", начинают колебаться и даже отходят в лагерь "мобилистов".

Приблизительный стык береговых линий континентов производился уже ранее многими учеными; он входил в ряд доказательств дрефта, применявшихся еще Вегенером. Последние годы одна за другой в литературе появляются модели додрифтового стыка южных континентов, сделанные по изобате 1000 м при помощи компьютера, отличающиеся лишь в деталях. На некоторых реконструкциях Австралия показана соединенной вдоль своего западного края с Индостанским полуостровом, а вдоль южного края с Восточной Антарктидой (Sprall, Dietz, 1969).

Но все же важнейшими доказательствами того, что континенты Южного полушария представляли собой некогда сплошную материковую массу, являются геологические данные.

Изучение показывает, что история геологического развития Австралии была теснейшим образом связана с историей Индостанского полуострова, Цейлона, Мадагаскара и Антарктиды.

Геохронологические данные позволяют сопоставлять древнейшие докембрийские породы Западной Австралии с разновозрастными породами Индии, Пакистана и Цейлона (Crawford, 1969). В южной части штата Керала (Южная Индия) выходят гнейсы возраста 3065 ± 75 млн. лет. Лавы нижней части Дхарварской серии одновременны с зеленокаменной серией Калгурли. Возраст чарнокитов южной части Индии около 3000 млн. лет.

Кроуфорд (Crawford, 1970) различает в "Индо-Австралии" более шести ядер пород древнее 2500 млн. лет. Это Пилбара и Йилгарн (Австралия), Центральный

Цейлон, Южный Декан, Банделкханд и Сингхбхум (Индия). Керала либо могла быть отдельным ядром, либо была связана с Южным Деканом. Имеются убедительные доказательства того, что на самых ранних стадиях развития ядра Пилбара и Сингхбхум были соединены. Ядра Южный Декан и Йилгарн в катархее также представляли единое целое и позже были отделены друг от друга рифтовой зоной. С этими древними структурами связана металлогения. Так, золоторудная минерализация в Коларе (Майсур) аналогична минерализации в Калгурли (Западная Австралия). И здесь, и там она приурочена к зеленокаменным породам и связана с разломами. Возраст ее в Индии 2345 ± 60 млн. лет, в Западной Австралии 2420 ± 30 млн. лет.

Особый интерес представляет сравнение западной краевой части блока Йилгарн с Южной Индией и Цейлоном. Линеамент Дарлинг длиной около 1000 км, проходящий в западной части ядра Йилгарн, имеет древнее заложение; в верхнем докембрии он периодически омолаживался и вдоль него развивалась зона активизации. То же справедливо для Цейлона и для самой южной части Индии, где наблюдается повторяющаяся мобильность этих участков древней платформы, способствующая проявлениям магматической активизации. Наложенные процессы метаморфизма, достигающие амфиболитовой и гранулитовой фаций в Западной Австралии, в блоке Нортгемптон имеют возраст 1040 млн. лет, а в блоке Луин-Натуралист – 680 млн. лет (Compston, Arriens, 1968). Такой же возраст имеют ретроградный метаморфизм и мигматизация на Восточном Цейлоне, где породы амфиболитовой фации имеют возраст 1150 ± 50 млн. лет, а гранулиты – 670 ± 25 млн. лет. Интрузии пегматитов сходного возраста известны в Западной Австралии, на Цейлоне и в провинции Керала. Кроуфорд (Crawford, 1969) полагает, что мысы Луин и Натуралист на юго-западном окончании Австралии были непосредственно связаны с оторвавшимся в этом месте о. Цейлон.

Очень удачная реконструкция положения Австралии по отношению к Антарктиде и к п-ову Индостан до начала распада Гондваны и дрефта (рис. 28) приведена Виверсом и др. (Veevers et al., 1971). Треугольное пространство, остающееся в этой реконструкции между Африкой, Индией и Антарктидой, является областью, где, по мнению авторов, могли помещаться Мадагаскар и другие микроконтиненты Индийского океана (например, Сейшельские острова). Авторы делают интересные выводы из сравнения стратиграфии фанерозоя Западной Австралии и полуостровной Индии. Анализ показал параллельное простирание фаций перми, триаса и юры в преобладающих не морских разрезах грабена Перт Юго-Западной Австралии и серии Гондвана полуостровной Индии. Они считают, что перед распадом Гондваны Юго-Западная Австралия и полуостровная Индия лежали внутри континента, а Северо-Западная Австралия и Северная Индия располагались вдоль его внешнего края.

Стратиграфия фанерозоя и структуры Индии и Западной Австралии объясняются последовательными процессами рифтообразования, закончившимися дрефтом.

Почти полное отсутствие верхнекаменноугольных осадков в Западной Австралии может указывать на сводовое поднятие, которое предшествовало глубокому рифтообразованию в перми. Рифтообразование и осадконакопление в эпиконтинентальных бассейнах Каннинг и залива Бонапарт прекратились в конце перми, но устойчиво продолжались в прогибах Перт и Карнарвон. Рифтообразование в прогибе Перт возобновилось в среднем и верхнем триасе и продолжалось, когда отложилась толща грубых аркозов и красноцветов. В это время часть прогиба Карнарвон быстро погружалась, в ней отложилась мощная толща глубоководных морских осадков.

В Индии и в Австралии в конце верхней юры и в начале мела образовались глубокие разломы. Они явились подводными каналами для экструзий базальтов Раджмахала и Бонбери. Отложение верхнемеловых глубоководных морских осадков вдоль рифтового западного края Австралии знаменовало, вероятно, окончательное разделение Австралии и Индии.

Аналогичные процессы одновременно происходили в Восточной Африке, где глубокое рифтообразование также привело к отделению этого континента от Антарктиды.



Рис. 28. Схема расположения южных материков до распада Гондваны (Veevers et al., 1971)

Согласно современному пониманию геологии дна Индийского океана, базирующемуся на интерпретации магнитных аномалий, около половины области дна океана начало формироваться в конце верхнего мела (67 млн. лет) и продолжалось до верхнего эоцена (43 млн. лет).

Деканские траппы, которые покрывают половину западного побережья Индостана, по современным радиометрическим определениям возраста, изливались в начале третичного времени (43–64 млн. лет).

Стратиграфические данные указывают на нижнеэоценовый возраст образования южного края Австралийского континента.

Как считает Кэри (по Jones, 1971), начальное верхнеюрское рифтообразование обусловило формирование прогиба (сходного с Красным морем) между Австралией и Антарктидой на месте современного Большого Австралийского залива, от которого ответвлялась рифтовая долина на месте Бассова пролива между о. Тасмания и Викторией. Предполагают, что такое соединение Австралии и Антарктиды существовало еще на протяжении мела и палеоцена и только в среднем эоцене (45 млн. лет назад) произошло разделение континентов. Австралия начала двигаться на север пока не достигла современного положения. Соединение Австралии и Антарктиды в период, когда они входили в состав суперконтинента Гондвана, по различным схемам реконструкции, проходило по южному краю Австралии и восточному краю Антарктиды (см. рис. 28).

Геологическое строение Антарктиды изучено несравненно хуже, чем других континентов. Поэтому тектоника Антарктиды может быть представлена только в самом схематическом виде. Но все же, как правильно считают Равич (1972) и Равич и Грикуров (1970), "самой примечательной особенностью Антарктической платформы является ее геологическое сходство с группой платформ Южного полушария: Африканской, Южно-Американской, Австралийской и Индийской."

Кристаллический фундамент Антарктической платформы, по данным Равича, обнажается в прибрежных горах, с перерывами протягивающихся вдоль побережья Восточной Антарктиды более чем на 7000 км. В Восточной Антарктиде имеется несколько кристаллических щитов (архейских ядер), а не один, как предполагали ранее. Они характеризуются широким развитием метаморфических и ультраметаморфических пород. Наиболее древний возраст этих пород, по М.Г.Равичу и Г.Э.Грикурову, 1500–1800 млн. лет, причем они справедливо считали, что возможно обнаружение более древних (~2500 млн. лет) пород. Действительно, возраст биотитового гранита, определенный Rb–Sr методом, 3000 млн. лет (Halpern, 1970).

Таким образом, породы фундамента Антарктической платформы вполне сравнимы с породами блока Йилгарн Юго-Западной Австралии, вместе с которыми они, вероятно, слагали единый архейский щит.

Отмечается также значительная роль байкальских складчатых структур в формировании тектонического строения Антарктиды. Байкальский складчатый пояс Аделаида, видимо, можно сопоставить с аналогичными поясами Антарктиды, продолжением которых он, возможно, являлся. Как и в Австралии, здесь развиты зоны позднебайкальской тектоно-магматической активизации кристаллического фундамента.

ЭНДОГЕННЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава VIII

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ АВСТРАЛИИ

Закономерности размещения редкометального оруденения в пределах Австралийского континента представляют исключительно большой интерес. Выявление редкометальных провинций, связанных с тектоническими структурами различного возраста, характеризующимися специфическими особенностями развития, важно в научном и практическом отношении не только для этого континента, но и в более широком плане — для сопоставления, поисков и оценки редкометальных месторождений в сходных структурах других континентов.

На Австралийском континенте важную роль играют три главных структурных элемента: 1) древняя (добайкальская и эпикарельская) Австралийская платформа, 2) вариссийское складчатое обрамление и 3) эпипалеозойская молодая плита.

На западе древней Австралийской платформы выделяется Западно-Австралийский щит, состоящий из двух блоков — Пилбара и Йилгарн, сложенных породами архея и разделенных поясом нижнепротерозойских слабо складчатых пород. Западно-Австралийский щит является наиболее древним монолитным элементом платформы. В центральной части платформы можно выделить Центрально-Австралийский щит, состоящий из отдельных изолированных блоков, представляющих собой выступы складчатого фундамента древней платформы архейского и нижнепротерозойского возраста. Эти выступы, ограниченные разломами, являются поднятыми блоками, разделенными глубоко опущенными участками фундамента, перекрытыми отложениями чехла древней платформы.

Таковыми изолированными блоками являются блок Кимберли, северо-западный борт которого продолжается в район Дарвин, блоки Аранта и Масгрейв, разделенные авлакогеном Амадиес, и блок Голер. Упомянутые блоки сложены породами архея. Восточнее выделяются блоки Пайн-Крик, Теннант-Крик, Маунт-Айза, Джорджтаун и срединный массив Брокен-Хилл, сложенные породами протерозоя.

Вариссийское складчатое обрамление древней Австралийской платформы, окаймляющее ее с востока, выделяется как Тасманская складчатая область.

К архейским и протерозойским выступам складчатого фундамента древней платформы приурочены многочисленные пегматитовые поля с тантало-ниобиевым, бериллиевым и литиевым оруденением и другие разнообразные типы месторождений, золоторудные с теллуrom, полиметаллические с кадмием, селеном и теллуrom, урановые с редкими землями, медно- и вольфрамо-висмутовые (рис. 29), медно-никелевые с платиноидами (см. рис. 70).

К Тасманскому складчатому поясу приурочены полиметаллические месторождения с кадмием, медно-золотые с висмутом, теллуrom, селеном и рением, молибденитовые с рением, оловорудные с индием, а также месторождения вольфрама, молибдена и висмута с разным взаимным сочетанием этих металлов¹.

Блоки Йилгарн и Пилбара Западно-Австралийского щита относятся к континентальным ядрам, сложенным метаморфизованными вулканическими и осадоч-

¹ Эпипалеозойская молодая плита не содержит месторождений указанных типов. С ней связаны месторождения угля, солей и проявления нефти.

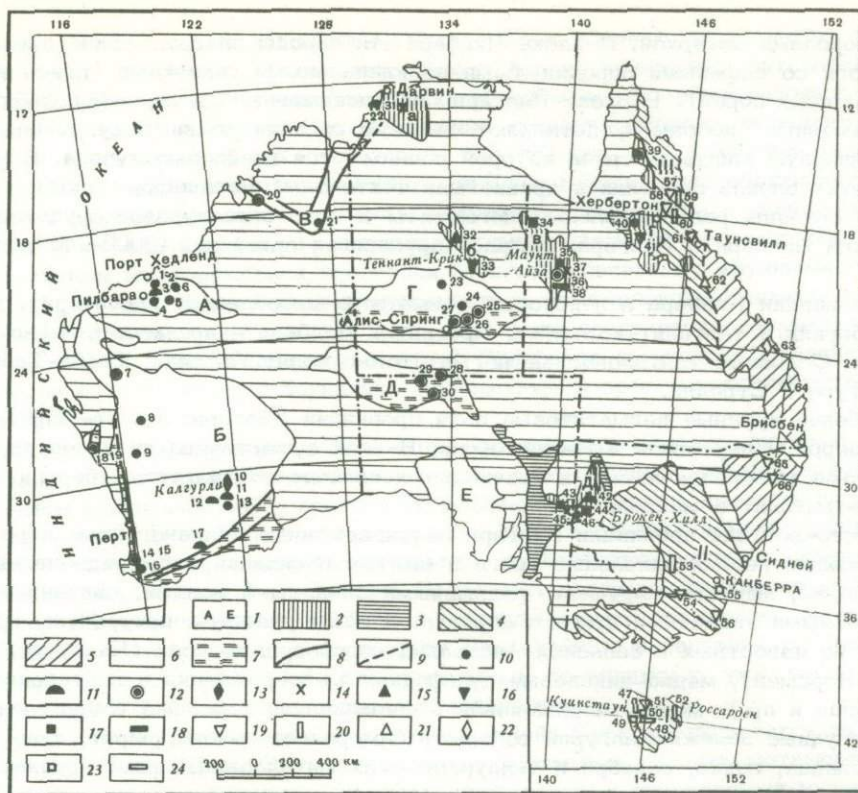


Рис. 29. Схема размещения эндогенных редкометальных месторождений Австралии

1 - архейские ядра и блоки: А - ядро Пилбара, Б - ядро Йилгарн, В - блок Кимберли, Г - блок Аранта, Д - блок Масгрейв, Е - блок Голер; 2 - нижне- и среднепротерозойские складчатые пояса и срединные массивы: а - Пайн-Крик, б - Теннант-Крик, в - Маунт-Айза, г - Джорджтаун, д - срединный массив Брокен-Хилл; 3 - верхнепротерозойский складчатый пояс Аделаида; 4 - Лакланская складчатая система: I - Тасмания, II - Южная Виктория и Новый Южный Уэльс, III - Северо-Восточный Квинсленд; 5 - складчатая система Новая Англия; 6 - палеозойский и мезо-кайнозойский платформенный чехол; 7 - зоны активизации в архейских блоках; 8 - линейменты и разломы; 9 - предполагаемые разломы. Месторождения архейских блоков и протерозойских складчатых поясов: 10 - танталоносные пегматиты; 11 - литиеносные пегматиты; 12 - слюдоносные пегматиты; 13 - золото-теллурические месторождения; 14 - урано-редкоземельные; 15 - золото-медно-висмутовые; 16 - вольфрамо-висмутовые; 17 - полиметаллические с кадмием; 18 - медные (с селеном). Месторождения палеозойского складчатого пояса; 19 - вольфрамо-(молибдено-олово)-висмутовые; 20 - оловорудные; 21 - золото-медно-висмутовые; 22 - золото-теллурические; 23 - полиметаллические с кадмием; 24 - медные (с селеном). Месторождения: 1-2 - Стрелли, Табба-Табба; 3 - Пилгангура; 4 - Уоджина; 5 - Куглегонг; 6 - Мулиелла; 7 - Йиннитарра; 8 - Пуна; 9 - Мелвил; 10 - Калгурли; 11 - Маунт-Мэрион; 12 - Лондондерри; 13 - Сперговиль; 14-15 - Маллелиап, Белингап; 16 - Гринбушес; 17 - Кэтлин-Крик; 18-19 - Аджана, Малинью; 20 - Нейпир-Даунс; 21 - Маунт-Докрелл; 22 - Финнис-Ривер; 23 - Барроу-Крик; 24 - Делли; 25 - Пленти-Ривер; 26 - Хартс-Рейндж; 27 - Странгуэйс; 28 - Калгера; 29 - Сентинел-Хилл; 30 - Эрнабелла; 31 - Рам-Джангл; 32 - Теннант-Крик; 33 - Хатчес-Крик; 34 - Лон-Хилл; 35 - Маунт-Айза; 36 - Майка-Крик; 37 - Мэри-Катлин; 38 - Дачес; 39 - Морхид; 40 - Грантс-Крик; 41 - Перси-Ривер; 42 - Эуриови; 43 - Булкупата; 44 - Брокен-Хилл; 45 - Радиум-Хилл; 46 - Эгбек; 47 - Ренисон-Белл; 48 - Маунт-Лайелл; 49 - Зиан-Дандас; 50 - Рид-Розбери; 51 - Мойна; 52 - Россарден; 53 - Ардлан; 54 - Тологолонг; 55 - Каптинс-Флат; 56 - Уипстик; 57 - Вольфрам-Кэмп; 58 - Бэмфорд; 59 - Хербертон; 60 - Маунт-Гарнет; 61 - Олэра-Крик; 62 - Укалунда; 63 - Маунт-Морган; 64 - Биггенден; 65 - Торрингтон-Дипуотер; 66 - Кингсгейт

ными породами катархея. В блоке Пилбара эти породы слагают узкие извилистые трогги со сложными опрокинутыми изоклинальными складками (пояса зеленокаменных пород). В блоке Йилгарн "зеленокаменные" и молассоподобные "белокаменные" породы представляют сложную складчатую систему, занимающую обширную площадь, среди которой поднимаются гнейсовые купола. В пределах этих блоков проявились древнейшие тектоно-магматические циклы, с которыми связаны редкометалльные пегматиты и золото-теллурическое оруденение провинций Пилбара и Йилгарн. Возраст оруденения архейский (3000-2400 млн. лет).

В провинции Пилбара в некоторых пегматитах преобладает касситерит, в других - берилл и танталит-колумбит. Провинция Пилбара - преимущественно танталовая. Основные танталоносные пегматитовые поля: Уоджина, Табба-Табба, Пилгангура и Стрелли.

Наиболее крупные пегматитовые поля провинции Йилгарн: Маунт-Мэрион, Лондондерри, Сперговиль и Кэтлин-Крик. В этой существенно литиевой провинции, кроме минералов лития, в подчиненных количествах известны берилл, колумбит-танталит и микролит.

На юго-востоке провинции Йилгарн зеленокаменные вулканогенные породы, выполняющие геосинклинальные трогги и смятые в складки субмеридионального направления, местами нарушены разрывными сколовыми зонами, связанными с субширотными складками второго порядка. К этим участкам приурочены крупнейшие из известных в Западной Австралии золоторудные поля (Калгурли, Кулгарди, Норсмен), медно-никелевые сульфидные месторождения с платиноидами (Камбалда и др.), медно-молибденовая минерализация с рением (Маунт-Малгайн). Рудные залежи Калгурли содержат самородное золото, пирит, сульфиды меди, свинца, цинка, серебра и теллуриды этих металлов. Возраст оруденения 2400 млн. лет.

Ядро Йилгарн с севера, запада, юго-запада и юго-востока обрамляют зоны разломов. С этими длительно живущими разломами глубинного заложения связаны процессы более поздней магматической активизации, проявившиеся в краевых частях древнего ядра. В северной части отмечается обширный пояс активизации, к которому приурочены пегматитовые поля (Йиннитара и др.), относящиеся к верхнему протерозою (около 1000 млн. лет). В них, кроме мусковита, в небольших количествах встречаются берилл, колумбит-танталит, минералы лития и висмута. Вдоль западного края ядра Йилгарн проходит крупный меридиональный сброс Дарлинг. С ним связана зона активизации в архейских породах небольшого блока Нортгемптон, отчлененного от ядра Йилгарн; к ней приурочена пегматитовая провинция Нортгемптон, мусковитовые пегматиты которой имеют средне- и верхнепротерозойский возраст (1500-1200 млн. лет). В юго-западной части ядра Йилгарн прослеживается зона активизации, в которой развиты мусковитовые пегматиты, имеющие абсолютный возраст 1100 млн. лет. Юго-восточный край ядра Йилгарн осложнен крупным разломом Фрейзер, который сопровождается зоной активизации с внедрением гранитоидов возраста 1000 - 1400 млн. лет и серией пегматитовых тел, не имеющих практического значения.

Самый северный из изолированных блоков Центрально-Австралийского шита - блок Кимберли - сложен архейскими породами, которые выходят на поверхность в его краевых частях в складчатой зоне Принц-Леопольд и в зоне Холлс-Крик, продолжающейся в район Дарвин. В металлогенической провинции Кимберли известны слюдоносные пегматиты, а также пегматиты, в которых присутствует колумбит-танталит в ассоциации с оловом (Маунт-Докрел), но они не имеют пока практического значения. В провинции Дарвин известен пегматитовый пояс, протягивающийся к югу от Порт-Дарвин. К нему приурочены месторождения пегматитов с касситеритом, колумбит-танталитом и амблигонитом (Финнис-Ривер, Бамбу-Крик, Энтерпрайз).

Блок Аранта в Центральной Австралии слагают высокометаморфизованные породы: разнообразные пара- и ортогнейсы. Различные кислые интрузии представлены гранито-гнейсами или "древними" гранитами возраста около 2900 млн. лет. В северной части блока выделяется пегматитовая провинция Аранта, где

известны танталоносные пегматиты (Барроу-Крик, Делни), не имеющие пока практического значения. Южная часть блока Аранта претерпела активизацию в связи с байкальскими и раннегерцинскими движениями, проявившимися в прогибе (авлакогене) Амадиес. Соответственно возраст слюдяных пегматитов выделяемой здесь провинции Хартс-Рейндж 600-700 млн. лет и 350-400 млн. лет.

В пегматитовых полях Хартс-Рейндж и Пленти-Ривер, разрабатываемых на мусковит, отмечается наличие берилла, бетафита, самарскита и монацита.

Блок Масгрейв слагают гранитизированные метаморфические породы архея. Пегматитовые месторождения провинции Масгрейв связаны с крупными гранитными интрузиями. Изверженная деятельность и метаморфизм, имеющие явно наложенный характер, приурочены к зоне широтного простирания. Отмечаются не крупные тела слюдяных пегматитов; Эрнabella с ортитом, Сентинел-Хилл и Калгера с танталитом и бериллом. Абсолютный возраст их соответственно 750, 990 и 1070 млн. лет.

Складчатая структура блока Пайн-Крик образовалась на месте внутрикратонного геосинклинального прогиба, заложившегося на раздробленном архейском фундаменте, выходящем в западном борту прогиба (комплекс Рам-Джангл, имеющий возраст 2600 млн. лет). В нижней части разреза смятых в складки и метаморфизованных осадочных пород, выполняющих прогиб, локализуется медно-урано-редкометальное месторождение Рам-Джангл. Возможно, содержит редкие земли и открытое сравнительно недавно (в 1969 г.) урановое месторождение в районе г. Небарлек к востоку-северо-востоку от Рам-Джангл, в бассейне р. Ист-Ал-лигейтор. Но локализуется это месторождение, по-видимому, уже вне складчатой структуры Пайн-Крик, в пределах платформы.

К юго-востоку от складчатой структуры Пайн-Крик протягивается складчатый пояс Теннант-Крик. Этот пояс сложен смятыми в складки метаморфизованными породами, относимыми к нижнему протерозою и прорванными интрузиями гранитов среднего протерозоя. Все известные проявления магматизма и минерализации здесь относятся к среднему протерозою (1800-1400 млн. лет). С гранитами возраста 1630 млн. лет связана висмутовая минерализация провинции Теннант-Крик (месторождения Джуно и Пеко в рудном районе Теннант-Крик и месторождение Хатчес-Крик).

Блок Маунт-Айза в западной части Квинсленда является останцом нижнепротерозойского складчатого пояса, претерпевшего складкообразование в среднем протерозое. Возраст гранитных интрузий в блоке убывает последовательно от 1800 млн. лет до 1400 млн. лет. К этому складчатому поясу приурочены разнообразные месторождения провинции Маунт-Айза-Клонкарри. Полиметаллическое стратиформное месторождение Маунт-Айза локализуется в среднепротерозойских черных сланцах. Руды представлены сульфидами цинка, свинца, серебра, меди, железа и содержат кадмий и селен.

В этой же провинции, к север-северо-западу от Маунт-Айза, располагается свинцово-цинковое месторождение Лон-Хилл, в рудах которого также содержится кадмий, а к югу - медно-селеновое месторождение Дачесс.

Урано-редкометальное месторождение Мэри-Катлин скарного типа, приуроченное к осевой части синклинальной структуры, сложенной породами нижнего протерозоя, располагается к востоку от Маунт-Айза. Среди рудных минералов отмечены уранинит, ортит, стилвеллит, кариоцерит и риннит. За пределами складчатого пояса Маунт-Айза в 600 км к северо-западу от г. Маунт-Айза находится открытое в 1965 г. месторождение Мак-Артур-Ривер - платформенный аналог месторождения Маунт-Айза.

К югу от рудника Маунт-Айза находятся поля мусковитовых пегматитов Майка-Крик и Гала-Крик, разрабатываемых на берилл. С бериллом иногда ассоциируют танталит и бертрандит. Пегматиты генетически связывают с молодой фазой гранитов Сибелла (1540 млн. лет).

В восточной части Южной Австралии и северо-западной части Нового Южного Уэльса, на границе между Австралийской древней платформой и варисийскими геосинклинальными структурами Тасманской зоны, располагается крупная байкальская складчатая область - геосинклиналь Аделаида. Две ветви Аделаидской складчатой системы огибают срединный массив Брокен-Хилл, сложен-

ний нижнепротерозойскими породами серии Уиллиама. Эти породы отличаются высокой степенью метаморфизма, достигающей гранулитовой и амфиболитовой фаций. К периоду метаморфизма около 1600–1700 млн. лет относится внедрение пегматитов. Последняя фаза метаморфизма имела здесь место около 500 млн. лет назад.

В провинции Брокен-Хилл выделяются пегматитовые поля Зуриови, Эгебек, и Булкумата. Они характеризуются присутствием берилла, воборбевита, минералов лития, тантало-ниобатов и сложных урановых минералов с редкими землями. Свое наименование провинция получила от хорошо известного метаморфогенного полиметаллического месторождения Брокен-Хилл, руды которого, помимо свинца, цинка, меди, золота и серебра, содержат кадмий, селен, уран, редкие земли и др.

К юг-юго-западу от Брокен-Хилла, в трещинах и сколовых зонах, нарушающих нижнепротерозойские породы, локализируются урановые тела месторождения Радиум-Хилл. Главный рудный минерал в них – давидит. Возраст минерализации 1700 млн. лет.

На северо-востоке континента, в Северном Квинсленде, расположен докембрийский блок Джорджтаун. С запада он ограничен восточным краем Аделаидской складчатой системы байкалит, с востока – Тасманской складчатой системой варисцид. Этот блок сложен высокометаморфизованными породами нижнего протерозоя. В верхнем протерозое он был расколот многочисленными разломами, по которым внедрились крупные гранитные интрузии, имеющие возраст от 1200 до 600 млн. лет. С этими гранитами связаны пегматитовые и висмутовые месторождения провинции Джорджтаун. Здесь известны не имеющие пока практического значения пегматитовые поля с танталитом (Грантс-Крик и др.) и висмутовое месторождение Перси-Ривер.

В палеозое породы этого региона были вновь переработаны в результате крупных дислокаций и интенсивной магматической деятельности, связанной с формированием складчатого пояса варисцид.

Вариссийское складчатое обрамление, охватывающее всю восточную часть Австралийского материка, носит название Тасманского складчатого пояса. По возрасту складчатости в пределах Тасманского складчатого пояса выделяются две системы: Лакланская, расположенная на западе, развитие которой закончилось в среднем девоне – нижнем карбоне, и находящаяся к востоку от нее Новая Англия, развитие которой закончилось в нижней перми. В эти же эпохи происходило внедрение крупных гранитных батолитов, возраст которых колеблется от 400 до 240 млн. лет. Граница между верхнепалеозойскими структурами Новой Англии и среднепалеозойскими структурами Лакланской системы – по-видимому, тектоническая.

Складчатые палеозойские структуры Тасманской области частично перекрываются мезо-кайнозойским чехлом Великого Артезианского бассейна, эпипалеозойским чехлом впадины Марри, третичными платобазальтами на востоке и юго-востоке континента, а также долеритами – в Тасмании (тоже относящимися к эпипалеозойским платформенным образованиям).

Тасманский складчатый пояс – область сложной и многоэтапной минерализации. Формирование основной части месторождений этого региона связано с внедрением палеозойских интрузий.

В Тасманском поясе по структурным особенностям и характеру металлогении могут быть выделены пять провинций, представляющих интерес в отношении редкометального оруденения. Четыре из них расположены в пределах развития складчатых структур Лакланской системы, пятая – в складчатой системе Новая Англия. Наиболее древние по времени возникновения геосинклинального режима – провинции Матина и Лайелл на о. Тасмания.

В этом регионе, сложенном породами докембрия (в западной части) и нижнего палеозоя, выделяются несколько крупных антиклинальных и синклинальных структур, формирование которых началось в нижнем кембрии (возможно, ранее) и завершилось в среднем девоне. Антиклинорий Тайен, в строении которого участвуют породы докембрия, в завершающей фазе складкообразования вел себя как относительно жесткое ядро, что сказалось в формировании нало-

женных складчатых структур и образовании крупных разломов со значительными вертикальными и горизонтальными смещениями. Это в свою очередь создало благоприятные условия для внедрения интрузий, широкого развития вулканогенных комплексов и формирования таких крупнейших месторождений Тасмании, как Рид-Розбери (колчеданно-полиметаллическое с кадмием), Маунт-Лайелл (полиметаллическое с теллуrom и селеном), Зиан и Дандас (полиметаллические с кадмием), Ренисон-Белл, Маунт-Бишоф, Эберфойл (оловорудные с индием) и Мойна (олово-вольфрамовое с висмутом).

Иными особенностями тектонического развития и металлогении характеризуется Лакланская складчатая система в юго-восточной части континента (провинция Каптинс-Флат). Здесь отсутствуют крупные антиклинории с ядрами достоверных докембрийских пород. Значительная часть нижнепалеозойских структур перекрыта более молодыми отложениями впадины Марри, поэтому невозможно проследить непосредственный контакт складчатых систем Аделаида и Лакланская. Но на формировании этой структурной зоны, несомненно, сказались наличие на западе не жесткого докембрийского основания, а менее стабильного верхнепротерозойского складчатого пояса Аделаида.

Крупное медное месторождение Кобар, расположенное на севере региона в пределах восточной части Мельбурнской синклиналиной зоны, содержит в рудах, помимо меди, серебро, золото, свинец, цинк, кобальт и висмут.

Центральная и восточная части Нового Южного Уэльса в отличие от западной - Мельбурнской синклиналиной зоны - характеризуются четко выраженной тенденцией к поднятию, большей сложностью складчатых структур и широким распространением гранитных интрузий различного возраста - от ордовика (возможно, и более ранние) до верхнего девона (?) включительно. В этом районе расположены крупное оловорудное месторождение Ардлтан, руды которого могут явиться источником получения индия, и вольфрамо-молибдено-висмутовое месторождение Тологоллонг. Сходное с ним по типу молибдено-висмутовое месторождение Уипстик (Уиндем) находится уже в пределах синклинали Хилл-Энд, крайней восточной структуры Лакланской складчатой системы. К этой же структуре приурочено крупнейшее полиметаллическое месторождение Каптинс-Флат, из руд которого извлекался кадмий. В описываемой металлогенической провинции известны также молибденовые месторождения Йетхолм, Йеа, Уипстик, Эвертон, Джингера, в которых содержится рений (до 700 г/т).

Северная часть Лакланской складчатой системы (Северо-Восточный Квинсленд) отличается очень сложным тектоническим строением (провинция Хербертон). Осадконакопление здесь началось в силуре. В начале девона погружение геосинклинали ускорилось, но в конце среднего девона уже происходили небольшие местные поднятия. Складкообразование завершилось, по-видимому, в нижнем карбоне.

Большое влияние на формирование структур этого района оказало близкое соседство докембрийского фундамента, который залегает иногда на небольшой глубине, а местами обнажается на поверхности в виде приподнятых блоков (массив Чартерс-Тауэрс), представляющих собой небольшие горсты. На западе докембрийский фундамент выходит в виде крупного изолированного блока Джорджтаун, контактирующего с палеозойскими породами по системе долгоживущих глубинных разломов. Северный из этих разломов Палмервилл на юге соединяется с разломом Бердекин-Ривер, ограничивающим с северо-запада грабен Брокен-Ривер.

К востоку от разлома Палмервилл располагаются крупные вольфрамо-молибдено-висмутовые месторождения Вольфрам-Кэмп и Бэмфорд (Петфорд), еще восточнее - оловорудные месторождения Хербертон и Маунт-Гарнет, а к юг-юго-востоку - серебро-свинцово-висмутовое месторождение Укалунда.

В наиболее молодых складчатых структурах системы Новая Англия, расположенных на крайнем востоке континента, имеется пять интересных в отношении редкометалльной минерализации месторождений. На севере этой зоны располагается очень крупное и широко известное золото-медное месторождение Маунт-Морган, в рудах которого содержатся селен, теллуr и рений. К юго-востоку

от него на параллели южной части о. Фрейзер находится золото-медно-висмутовое месторождение Биггенден, в рудах которого также содержится рений. И, наконец, на южном окончании зоны к крупному гранитному батолиту приурочены месторождения Торрингтон, Дипуотер и Кингсгейт, в которых в ассоциации с самородным висмутом и молибденитом встречен теллурид висмута жозеит. В молибденитовых концентратах отмечено незначительное содержание рения.

Все упомянутые эндогенные месторождения Австралийского континента, располагающиеся в пределах определенных тектонических структур, показаны на карте (см. рис. 29). Заметим, что нами описаны (и показаны на карте) практически все месторождения пегматитов, несущие какую-либо редкометальную минерализацию. Из эндогенных месторождений других типов (скарновые, грейзеновые, гидротермальные, метаморфогенные и др.) описаны лишь те, в которых известны минералы, содержащие редкие элементы (редкие земли, теллур) и висмут, а также месторождения, из руд которых на металлургических заводах Австралии извлекаются рассеянные редкие элементы (кадмий, индий, селен, теллур).

Глава IX

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ШИТА

В пределах Западно-Австралийского шита локализуются наиболее крупные из известных в Австралии месторождения редкометальных пегматитов, приуроченные к блокам архейских пород (провинции Пилбара и Йилгарн, возраст пегматитов архейский) и к зонам активизации в краевых частях ядра Йилгарн, связанным с длительно живущими разломами глубинного заложения (возраст пегматитов средне-верхнепротерозойский). В юго-восточной части провинции Йилгарн расположены золото-теллуровые месторождения рудного района Калгурли (возраст оруденения архейский) и сульфидные медно-никелевые месторождения с платиноидами (Камбалда и др.). Кроме того, в пределах шита отмечаются многочисленные железорудные месторождения (итабириты и др.), небольшие золоторудные месторождения без теллуридов, но нередко с серебром, мышьяком, сурьмой (Уилуна), медно- и свинцоворудные, полиметаллические (Нортгемптон), сурьмяные.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Провинция Пилбара

В провинции Пилбара развиты наиболее древние пегматитовые поля Австралии и небольшие месторождения меди, свинца, сурьмы, хрома. Эта провинция приурочена к северному блоку Западно-Австралийского кристаллического шита (см. рис. 29). В пределах блока древнейшие гранито-гнейсы образуют крупные и мелкие купола, представляющие собой продукты гранитизации окружающих их метаморфизованных вулканических и осадочных пород катархея, которые слагают субмеридионально ориентированные пояса зеленокаменных пород.

К зонам развития древних зеленокаменных пород — амфиболитов, хлоритовых и роговообманковых сланцев и серпентинитов — приурочены древнейшие интрузии гранитоидов, с которыми связаны редкометальные пегматиты архейского возраста (3000–2700 млн. лет).

Пегматиты провинции Пилбара и связанные с ними месторождения описаны Эллисом (Ellis, 1950), Мак-Матом (McMath, 1953) и Мак-Леодом (McLeod, 1965^{1,2,3}), которые отмечают, что пегматиты здесь хорошо развиты в виде даек и сегрегаций преимущественно в отложениях докембрия, представленных железистыми кварцитами и аспидными сланцами, чередующимися с массивными и сланцеватыми амфиболитами, относящимися к серии Уоррауна (архей).

В одних пегматитах преобладает касситерит, в других танталит-колумбит, берилл или слюда, часто в промышленных концентрациях. Пегматиты с преобладающим содержанием танталита и берилла и подчиненным касситерита развиты во всех месторождениях провинции Пилбара. Большая часть берилла была получена в качестве попутного продукта при разработке месторождений на тантал. Наиболее крупными танталовыми месторождениями являются: Уоджина, Табба-Табба, Стрелли и Пилгангура. К оловоносным пегматитам относятся Мулиелла, Кутлегонг и Шоу-Ривер. Добыча сподумена проводилась на месторождениях Пилгангура и частично Табба-Табба и Уоджина.

Впервые тантал в пегматитах провинции Пилбара был зарегистрирован в 1904 г. после обнаружения манганотанталита в некоторых оловянных концентрациях Уоджины; в последующий период этот район стал главным по запасам этого металла.

Месторождение Уоджина

Пегматитовое месторождение Уоджина находится в 112 км к югу от Порт-Хедленда. Рудное поле сложено интенсивно смятыми крутопадающими метаморфическими породами, относящимися к серии Уоррауна. Среди пород преобладают полосчатые железистые кварциты и аспидные сланцы, чередующиеся со сланцеватыми амфиболитами. Простираение пород метаморфической толщи северное и северо-восточное.

Метаморфическая толща интродуцирована многочисленными гранитными и пегматитовыми дайками. Возраст пегматитов архейский (2900–3000 млн. лет). Залегание некоторых из них согласно с региональным простираением пород, другие секут их. Основное количество даек наблюдается на участке длиной 6–7 км. Большая часть пегматитов, залегающих в железистых кварцитах, касситеритоносна. Танталит встречается преимущественно в дайках, секущих основные лавы (рис. 30). К востоку от главного пегматитового тела расположен массив гранитов с альбитом, содержащих некоторое количество танталита.

Из нескольких танталоносных гранит-пегматитовых даек, развитых в пределах месторождений, только одна является крупным источником высокосортного манганотанталита, здесь установлен минерал воджинит (Nickel et al., 1963). Главное рудное тело представляет собой крупную дайку пегматоидных гранитов, рассеченную жилами мелкозернистых пегматитов мусковит-альбитового типа с лепидолитом (рис. 31). Длина дайки 700 м, простираение меридиональное, падение на восток $40-45^{\circ}$. Дайка залегает в массиве амфиболитов, простирающихся в северо-восточном направлении ($15-45^{\circ}$) и падающих на запад под углами $45-70^{\circ}$. Дайка контролируется сложной системой разломов субмеридионального простираения, падающих к востоку под углом $40-45^{\circ}$. В северной части дайки имеется крупный раздвиг. Истинная мощность от 3 до 10,5 м, в раздвиге – до 100 м. Месторождение выработано на глубину более 20 м, где указанная мощность сохраняется. Контакты дайки выражены отчетливо без видимого замещения вмещающих пород. В дайку включены линзовидные и клинообразные ксенолиты зеленокаменных пород. Сложена дайка гранитами от тонко- до среднезернистых с хорошо развитой пегматитовой фазией, состоящими из микроклин-пертита, альбита, кварца, мусковита и биотита и обладающих нормальной гранитовой (до пегматоидной) структурой. Гранитовые структуры преобладают в центральной и южной частях дайки, пегматоидные – в северной.

Многочисленные трещины дайки гранит-пегматита заполнены существенно альбитовым и кварц-мусковит-альбитовым пегматитовым материалом, с которым связана редкометальная минерализация, представленная манганотанталитом, воджинитом, литиевыми минералами (лепидолитом и литиофиллитом), цезиевым бериллом и небольшим количеством урановых и ториевых минералов (мейтландит, николаит, пилбарит и гидроторит); с ними ассоциируются спессартин, альмандин-пироп, апатит и ганит. Наиболее широко распространенным и главным промышленным компонентом является танталит, в то время как литиевые и берилловые минералы добываются попутно.

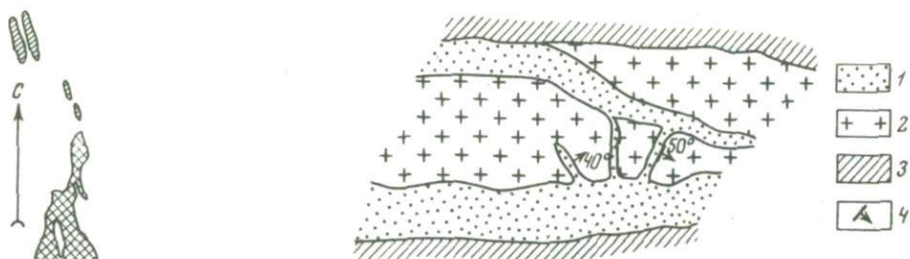


Рис. 30. Морфология главного рудного тела месторождения Уоджина

1 - гранит-пегматит; 2 - амфиболиты; 3 - кварц; 4 - разрывные нарушения (Ellis, 1950)

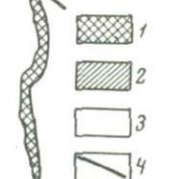


Рис. 31. Внутреннее строение участка главной гранит-пегматитовой жилы Уоджина (Ellis, 1950)

1 - существенно альбитовый пегматит с вкрапленностью танталита; 2 - гранит-пегматит, не содержащий танталита; 3 - вмещающие породы; 4 - элементы залегания

В подошву и кровлю дайки, а также смежные трещины проникал относительно чистый альбит. Альбитовые жилы достигают 30 см в поперечнике. Они встречаются то в одной, то в другой стенке пегматитовой жилы, а местами в обеих. В некоторых частях жилы они соединены более узкими поперечными прожилками альбита либо многочисленные ответвления альбитовых жил языками проникают в центральную часть пегматитового тела.

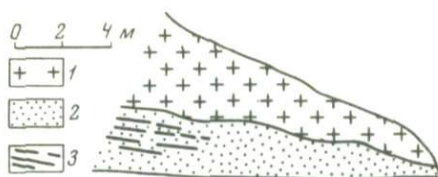
К югу отдельные участки дайки полностью сложены альбитом, в то время как к северу увеличивается тенденция к образованию обособленных альбитовых жил в кровле и подошве. Альбитовые жилы постоянно содержат танталит. Альбит обычно твердый, белый, свежий и массивный. Среди альбитовой массы рассеяны мелкие чешуйки зеленоватого мусковита, а на расстоянии 3-4 см от стенок боковых пород встречаются также выделения стекловатого кварца. Биотит часто образует зальбанды в пегматитовых жилах между тонкозернистыми гранитами и зеленокаменными вмещающими породами, а также между альбитовыми жилами и зеленокаменными породами, иногда он проникает в альбит.

Манганотанталит тесно ассоциирует с апатитом и спессартином в массивных мелкозернистых альбит-кварц-мусковитовых телах, а также существенно альбитовых жилах в южной маломощной части дайки. Он распределен неравномерно - от мелкой вкрапленности до крупных обособлений весом до 20 кг. Из одного гнезда было добыто 500 кг танталита. По направлению к северному окончанию дайка раздувается до 100 м в ширину (рис. 32). В этом участке хорошо развиты краевые альбитовые жилы, и дайка является, по существу, гигантским пегматитовым телом с кварцем, альбитом, массивным скрытокристаллическим зеленоватым мусковитом и массивным лепидолитом, содержащим от 0,6 до 1,8% Li_2O .

Линзы кварца располагаются в контакте с зеленокаменными боковыми породами, а также в подошве дайки. Промежуточное пространство между линзами кварца и дайкой выполнено тонко- и скрытокристаллическим зеленоватым мусковитом в смеси с тонкозернистым альбитом, темноокрашенным кварцем и танталитом. По направлению к северному окончанию дайки включения альбита встречаются в ее гранитной фации. Они имеют различные размеры и расположение и не содержат танталита. В них наблюдается турмалин и длинночешуйчатый биотит. Танталит отсутствует в крупных кварцевых линзах и лепидолитовых массах, но изредка отмечается в скоплениях мелкочешуйчатого зеленоватого мусковита.

Рис. 32. Расположение скоплений танталита в северной части главной пегматитовой дайки в Уоджине (Ellis, 1950)

1 - гранит-пегматит; 2 - альбитовый пегматит; 3 - танталит



По направлению с юга на север в пегматитовых жилах возрастает количество кварца, тонкозернистого зеленого и розового литиевого мусковита. Последний совместно с лепидолитом слагает крупные тела в раздуде дайки.

Общее количество танталовых концентратов, полученных из месторождения Уоджина, начиная с 1904 г., когда танталит был обнаружен здесь, к концу 1957 г. составило 223 т, из них 168 т добыто из элювия и аллювия.

Ранее главным источником добычи был богатый аллювий из Майн-Галли (к настоящему времени полностью выработан). В последние годы небольшие участки аллювия разрабатывались по западному склону Маккарти-Крик. Содержание танталита в аллювии от следов до 1-1,2 кг на 1 м³. Минеральный состав концентратов (в %): танталит 23, касситерит 29, гематит-ильменит 25, магнетит 20, гранат, рутил, эпидот 3 (Hudson, 1954). Приблизительный состав танталита Ta₂O₅ 71%, Nb₂O₅ 14%.

В 50-х годах эксплуатировался элювий пегматитовой дайки при помощи открытого карьера глубиной 30 и длиной 200 м. Среднее содержание танталита в элювии около 150 г, в делювии около 1,2 г на 1 м³. Помимо танталита на месторождении Уоджина добывают цезийсодержащий берилл (ростерит), образующий крупные гнезда в тесной ассоциации с альбитом вблизи зальбандов дайки. Наиболее крупное гнездо имело длину 11,4 м, высоту 7,2 и ширину 5,4 м. Значительное количество берилла было получено из элювия вблизи северного фланга дайки. С 1943 г. до сентября 1944 г. было вывезено 713 т, содержащих 11-12% BeO.

Несколько крупных линз лепидолита встречено в северной части дайки. Наиболее характерные образцы содержат от 0,63 до 1,77% Li₂O. Промышленного значения лепидолит здесь не имеет. Касситерит встречается в составе пегматитов совместно с танталитом, но в крайне небольших количествах, не образующих заметных концентраций. Экономического значения не имеет.

Разведочными работами на танталит, проводившимися в 1969 г. в районе Уоджины, обнаружена новая зона минерализации протяженностью 300-360 м (Mining, J. An. Rev., 1970).

Месторождение Табба-Табба

Месторождение Табба-Табба находится в 55 км к юго-востоку от Порт-Хедленда и примерно в 87 км к северу от Уоджины, в пределах того же пегматитового пояса субмеридионального простираия. Район месторождения сложен метаморфической толщей, смятой в складки северо-восточного простираия и интродуцированной крупными массивами мелкозернистых гранитов и многочисленными жилами пегматитов. Последние контролируются системой разломов северо-западного простираия с падением на северо-восток.

Главное рудное тело имеет северо-западное простираие и прослежено на протяжении 600 м, при ширине 15-50 м. Его истинная мощность не определена вследствие недостаточной обнаженности. От средней части рудного тела в южном направлении отходит крупная апофиза (рис. 33).

Главная жила сложена в основном крупнозернистым микроклином и кварцем с подчиненными биотитом и мусковитом. Кроме пегматитовых крупнозернистых структур в жиле наблюдаются участки гранитовой и аплитовой структур. Редко-металлическая минерализация представлена в главной жиле манганотанталитом, микролитом, симпсонитом, бериллом, касситеритом и лепидолитом, в апофизе - касситеритом.

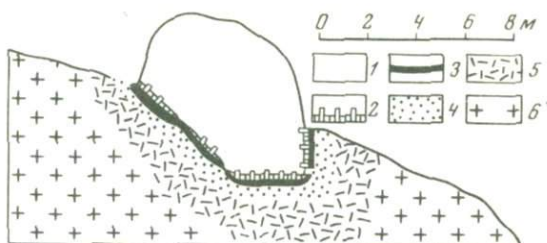
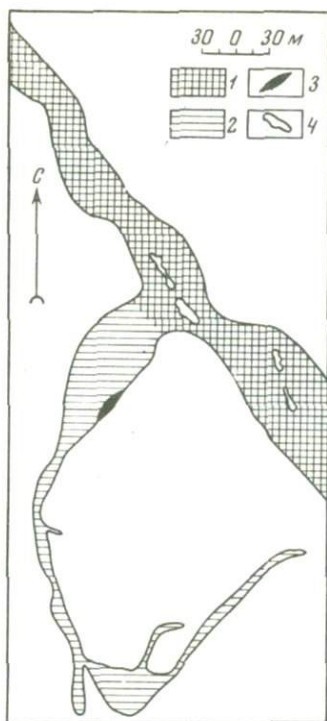


Рис. 33. Морфология главной пегматитовой жилы Табба-Табба (Ellis, 1950)

1 - пегматит танталоносный; 2 - пегматит оловоносный; 3 - кварц-лепидолитовая линза; 4 - кварцевые ядра

Рис. 34. Разрез главной пегматитовой жилы Табба-Табба (Ellis, 1950)

1 - массивный кварц; 2 - берилл; 3 - танталит; 4 - мелкозернистый пегматит с вкрапленностью танталита; 5 - мелкозернистый пегматит без танталита; 6 - среднезернистый пегматит

В осевой части главной жилы встречаются кварцевые ядра, сложенные мономинеральным белым массивным кварцем с параллельной почти горизонтальной отдельностью, полого падающей на северо-восток. Под кварцевыми ядрами развиты оторочки кристаллов берилла и танталита (рис. 34), включенных в массу дымчатого кварца. В этой зоне берилл образует кристаллы диаметром до 10 см, мелкозернистый танталит - корочки толщиной 3-5 мм, покрывающие кристаллы берилла и кварца. Это оруденение распространено не ниже глубины 10 м.

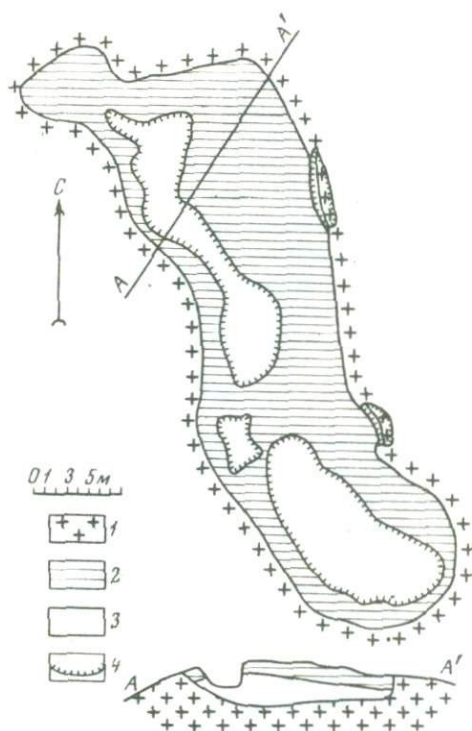
Под кварцевым ядром ниже берилловой и танталитовой оторочек располагается мелкозернистая кварц-мусковит-альбитовая зона с танталитом и бериллом. В верхней части она превращена в мягкий глинистый материал коры выветривания. Мощность ее от 10 см до 1,5 м. С этой зоной связано все основное редкометальное оруденение.

Ниже кварц-мусковит-альбитовой зоны залегает микроклин-кварцевая зона, постепенно переходящая в кварц-микроклиновый неравномернозернистый комплекс, слагающий основную часть жилы. На всем протяжении главной танталоносной жилы выделения танталита постоянно приурочены к тонкозернистым альбитизированным зонам, в которых всегда присутствуют тонкие чешуйки зеленого мусковита с бериллом и темноокрашенным трещиноватым кварцем. В мелких выработках часто можно наблюдать взаимоотношения минералов. В выработках, где материал, примыкающий к кварцевому ядру, был вынут, видно, что некоторые из граней оставшихся кристаллов кварца усеяны кристалликами берилла, образующими непрерывный покров мощностью до 5 см. На внешней стороне этих кристаллов имеется слой мелкозернистого танталита, местами до 3-6 мм. Наблюдается следующий порядок выделения: 1) массивный кварц; 2) берилл, 3) танталит (см. рис. 34).

В главной жиле участка отщепления касситеритовой апофизы, а также в подъядерной кварц-мусковит-альбитовой зоне отмечено значительное количество симпсонита. Кварцевое ядро (длиной около 60 м, шириной 15 м и толщиной 5 м) полого наклонено на северо-восток. Симпсонит ассоциирует с альбитом, листоватой слюдой, темным кварцем, небольшим количеством касситерита, спессартина и мелкозернистого магнетита (рис. 35).

Рис. 35. План и разрезы симпсонитовой залежи Табба-Табба (Ellis, 1950)

1 - пегматит; 2 - кварц; 3 - симпсонитовая залежь; 4 - границы открытых выработок



Симпсонит наблюдается на расстоянии 15 см от поверхности массивного кварцевого ядра в виде прослоек, параллельных поверхности кварца. Обломки кристаллов симпсонита длиной до 2 см и шириной до 1,2 см, а также меньшего размера встречаются в коре выветривания, где они тесно перемешаны с зернами кварца, красным жирным суглинком, зернистым альбитом, тонкочешуйчатый мусковитом, мелкими линзами и прожилками темноокрашенного трещиноватого кварца. Опробование показало, что он также присутствует в материале жилы на расстоянии около 1,5 м от кварцевого ядра, а возможно и на большем расстоянии. Встречаются линзы грейзена, обычно содержащие касситерит и небольшое количество танталита. На юго-восточном фланге жилы в неглубокой выработке была встречена открытая трещина шириной 15 см, по стенкам которой отложился танталит с некоторым количеством берилла.

Таким образом, в Табба-Табба танталовые минералы находятся вблизи кварцевого ядра и ассоциируют с альбитом в мелкозернистом пегматите и в более массивной форме в ядрах пегматита. Неизменно присутствуют трещиноватый темный кварц и мелкий мусковит вместе с гранатом-спессартином, тонкозернистым магнетитом и бериллом.

Общее количество танталитовых концентратов, добытых на месторождении Табба-Табба на октябрь 1944 г., составило 19 т, из них 14,5 т получены из россыпей и коры выветривания. Опробование пегматитовой жилы дало следующие результаты: в северной части содержание танталитового концентрата 1-9 кг, а в одной пробе 30 кг на 1 м³. Состав концентрата: танталонесные минералы 55-95%, касситерит 5-45%; состав танталита: Ta₂O₅ 57,7%; Nb₂O₅ 2,8%. В центральной части жилы содержание танталитового концентрата от 1,5 до 10-11 кг на 1 м³. Количество руды оценивается в 500 м³. Состав концентрата: танталонесные минералы 91-99%, касситерит 1-9%. Состав танталита: Ta₂O₅ 64,9%; Nb₂O₅ 2,1%. В южной части жилы содержание танталитового концентрата 4-8 кг (в одной пробе 20 кг) на 1 м³. Состав концентрата: танталонесные минералы 99-100%, касситерит 0-1%. Состав танталита: Ta₂O₅ 68,8%; Nb₂O₅ 4,1%. Разведочными работами, проведенными в 1950 г., было выделено два участка рудоносного делювия, связанного с этим пегматитовым телом.

1. Участок, удаленный на 70 м от пегматитовой дайки. Объем около 60 000 м³, содержание 2 кг концентрата на 1 м³. Состав концентрата: тантало-ниобаты 94,3%, касситерит 5,7%. Запасы танталита около 10 т.

2. Участок, удаленный от той же пегматитовой дайки на 270 м. Объем около 1900 м³, среднее содержание концентрата также около 2 кг на 1 м³. Средний состав концентрата: тантало-ниобаты около 80%, касситерит 17,8%. Запасы танталита около 3 т. Взятые в этом районе в конце 1949 г. пробы аллювия показали содержание 0,98 - 1,4 кг концентрата на 1 м³. Состав: микролит, танталит и 3-4% касситерита.

На других пегматитовых телах месторождения Табба–Табба также ведется добыча танталита, микролита, касситерита и берилла. Наиболее крупные кристаллы берилла шириной 27,5 см и длиной 17,5 см обнаружены в стяжениях кварца в южной части жилы. Редкий берилловый пегматит встречен в южной части жилы, он состоит из мелких белых кристаллов берилла шириной до 3,75 см, гроздевидного мусковита, темноокрашенного стекловатого кварца и тонкозернистого альбита. В некоторых участках берилл составляет до 25% породы. Характерные образцы содержат 11,67% BeO . Запасы неясны.

Линзы лепидолитовой слюды залегают совместно с кварцевыми линзами по краю касситеритонесной пегматитовой апофизы; их длина около 20 м при ширине 3 м, сложены массивным тонкоочешуйчатым лепидолитом. Характерные образцы содержат 2,5% Li_2O . Промышленного значения не имеют.

Месторождение Стрелли

Месторождение Стрелли находится примерно в 7 км к востоку от железнодо- рожной станции Стрелли и в 50 км от Порт–Хедленда. Оно относится к тому же пегматитовому поясу и приурочено к его северной части. По геологическому строению месторождение Стрелли сходно с месторождением Табба–Табба. Докембрийские метаморфизованные породы здесь представлены полосчатыми железистыми кварцитами, филлитами и мусковитовыми сланцами с многочисленными пластами основных лав. Эти породы интродуцированы гранитами, пегматитовыми и кварцевыми жилами. Редкометалльная минерализация установлена только в пегматитах.

Главная пегматитовая жила месторождения Стрелли на большей части своей длины имеет простирание и падение, согласное с падением и простиранием вмещающих пород, но южный фланг ее сечет региональную сланцеватость. Жила содержит ксенолиты биотитовых сланцев, ориентированные соответственно сланцеватости вмещающих пород, на основании чего Эллис рассматривал их как реликты вмещающих пород, оставшиеся после замещения последних пегматитовым материалом (рис. 36).

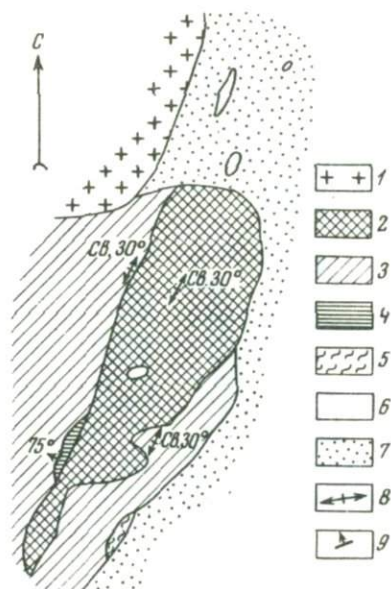
К северу от главной жилы имеется несколько других рудоносных пегматитовых тел, согласно залегающих в метаморфических породах. Границы между пегматитами и вмещающими породами нечеткие, что обусловлено кварцево–полево- шпатовым метасоматическим замещением. Обычно пегматиты сложены кварцем и микроклином с подчиненным количеством мусковита и характеризуются наличием многочисленных кварцевых ядер. Редкометалльная минерализация представлена танталитом, микролитом, бериллом, касситеритом, лепидолитом, тапиолитом, дюфренитом и ограничена существенно альбитовыми зонами и кварц–мусковитовыми линзами, примыкающими к кварцевым ядрам.

Главная танталоносная жила протягивается в северо–восточном направлении и обнажается в виде гряды с выступами ядер массивного белого кварца. Ширина ее колеблется от 25 до 180 м, длина 600 м. Жила покрыта элювиальным покровом, состоящим из кварца, полевого шпата, красного и желтого суглинка и тонкозернистого кварцевого песка с лимонитовым цементом. Мощность покрова от 7–8 см до 2 м. Жила сложена главным образом микроклином и кварцем крупнокристаллической структуры; мусковит присутствует на очень ограниченных участках. Массивный белый кварц встречается в виде серых разобщенных линз, не обнаруживающих заметной приуроченности к каким–либо определенным зонам жилы.

Характерная особенность жилы – общая силицификация и постепенное возрастание количества кварца с юга на север, где пегматитовая жила сменяется кварцевой. В главном выходе жилы, из которого производилась добыча танталита, силицификация выражена широким развитием халцедона и светло–фиолетовой скрытокристаллической слюды, содержащей 0,06% Li_2O . Эллис полагает, что литиеносные растворы кремния пропитывали пегматит на поздней стадии его развития. Переход в зальбандах пегматита в гранитизированные сланцы – редкое явление, не наблюдающееся в других пегматитовых полях Западной Австралии. В данном месторождении оно связано только с теми пегматитами, ко-

Рис. 36. Морфология главной пегматитовой жилы Стрелли (Ellis, 1950)

1 - граниты; 2 - тантало- и оловоносный пегматит; 3 - кварциты и амфиболовые сланцы; 4 - железистые кварциты; 5 - биотитовые сланцы; 6 - линзы кварца; 7 - песчаный элювий; 8-9 - элементы залегания



торые внедрялись согласно с вмещающими сланцеватыми породами. Там, где границы главной жилы секут региональную сланцеватость, гранитизации не наблюдается и контакт между пегматитом и боковой породой выражен четко.

Танталит, имеющий наибольшее практическое значение, обычно локализован в узких линзовидных мусковит-кварцевых телах, состоящих преимущественно из плотных масс тонкочешуйчатого зеленого мусковита (с размером чешуек 0,2-0,6 мм в диаметре), тесно сросшегося с темноокрашенным стекловатым кварцем. В этом комплексе часто встречаются прожилки и крупные миндалины темноокрашенного стекловатого кварца с включениями танталита. Последний здесь представлен плоскими кристаллами несовершенной удлинненной формы размером до 2,5 × 2 × 1,2 см и более мелкими кристаллами, ассоциирующими с альбитом.

Мусковит-кварцевые линзы длиной до 4,5 м, максимальной шириной 1,2 м прослеживаются до глубины 4-5 м. Из одной только линзы было добыто 3 т высокосортного танталита. Содержание танталита достигает 5 кг/т. Кварц-мусковитовый комплекс часто граничит с крупными кварцевыми ядрами; иногда он выполняет трещины в них либо в микроклин-кварцевых зонах пегматитовых тел.

Танталит встречается также в мелкозернистом кварц-мусковит-альбитовом комплексе, состоящем из тонкозернистого альбита, тонкочешуйчатого мусковита, тонко- и среднезернистого трещиноватого кварца голубоватой окраски и красной глины. Этот комплекс слагает тела неправильной формы типа штокверков, приуроченные к краям кварцевых ядер или несколько удаленные от них и залегающие в кварц-микроклиновой зоне.

Многие линзы крупночешуйчатого мусковит-кварцевого комплекса (размер пластинок мусковита до 1,2 см в диаметре) содержат касситерит, а мелкочешуйчатый мусковит-кварцевый комплекс (размер чешуек 0,3-0,6 см в диаметре) - танталит.

В коре выветривания, развитой на пегматитовом теле, наряду с танталитом широко распространен касситерит и встречается микролит. Максимальные содержания касситерита установлены близ восточной границы пегматитовой жилы (в концентратах из элювия 8-46%). В пробах, отобранных в элювии центральной и западной частей жилы, содержание касситерита в концентрате составило 1-7%.

Микролит распространен по всему элювию в виде мелких кристаллов или неправильных обособлений, замещающих манганотанталит или нарастающих на его кристаллах. В некоторых образцах наблюдается развитие микролита в танталите вдоль неправильных мелких трещин.

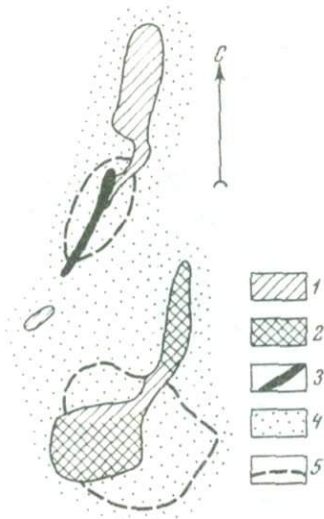


Рис. 37. Схема расположения пегматитовых жил на участке Коттон, месторождение Стрелли (Ellis, 1950)

1 - кварц; 2 - пегматит; 3 - танталитовая залежь; 4 - песчаный элювий; 5 - границы олово-танталосодержащего элювия

Идиоморфные кристаллы берилла шириной до 10 см встречаются в скоплениях микроклина или кварца. Отдельные экземпляры достигают 45 кг. Характерные образцы содержат 11,36% BeO .

Берилл сероватого и бурого цвета отмечается в элювии восточной и западной частей южного фланга жилы. Несколько мелких кристаллов было обнаружено и в коренном залегании — в кварце и микроклине вблизи выработок, из которых добывалась танталитовая руда.

В пегматитовой жиле присутствует лепидолит бледно-фиолетового или пурпурного цвета, массивный, тонкокристаллический, полупрозрачный. Характерные образцы его содержат 0,06% Li_2O .

Крупные гальки литиофилиита, пурпурит и дофренит наблюдаются в элювии южного фланга жилы. Мелкие светло-бурые до темно-красных гранаты и тонко вкрапленный магнетит также широко распространены в элювии и встречаются в ассоциации с танталитом и микролитом в жильном теле.

В 3 км к северу от главной жилы имеются еще две небольшие пегматитовые жилы, в которых танталит, микролит, касситерит и берилл наблюдаются в тех же ассоциациях. В этих жилах отмечается также тапиолит (участок Коттон, рис. 37). Общее количество танталитовых концентратов, добытых на месторождении Стрелли к концу 1944 г., составило около 22 т, из них 15 т получено из россыпей. Среднее содержание танталита в руде 863 г/т, максимальное содержание в отдельных пробах 1362 г/т ("Tin...", 1970).

В 50-х годах добыча производилась исключительно из элювия. Среднее содержание концентрата в шурфовых пробах 0,6–0,7 кг на 1 м³. Запасы составляли примерно 40 т.

Месторождение Пилгангура

Месторождение Пилгангура находится в 85 км от Порт-Хедленда в пределах того же пегматитового пояса. Метаморфические породы на месторождении представлены рассланцованными основными лавами, роговообманковыми сланцами, кварцитами, филлитами и слюдяными сланцами. Простираемость сланцеватости субмеридиональная, падение преимущественно вертикальное. Породы интенсивно раздроблены. Простираемость главной системы разломов колеблется от меридионального до северо-восточного (20°), соответствующего господствующему простираению складчатых структур района.

Эта система разломов контролирует жильную зону маломощных гранитных и пегматитовых жил (10–30 см или более), сгруппированных в узкие жильные серии, непрерывно прослеживающиеся на поверхности на расстоянии свыше 600 м. Вся жильная зона прослеживается с промежутками на протяжении 5 км

Рис. 38. Схема расположения пегматитовых жил месторождения Пилгангура (Ellis, 1950)

1 - танталоносный аллювий; 2 - пегматитовые тела; 1-4 - номера разрабатывавшихся участков

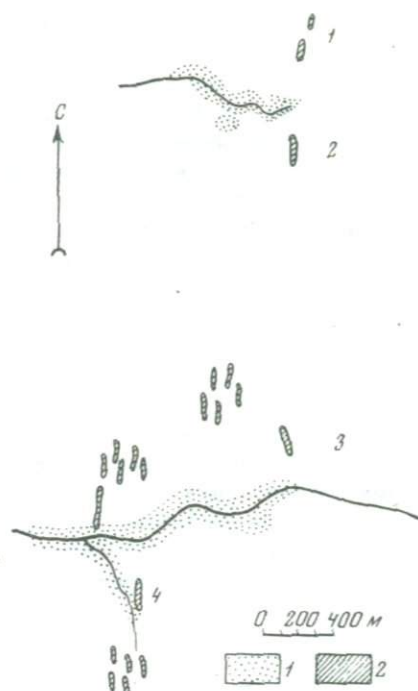
при ширине 0,8 км (рис. 38). Слабо дифференцированные пегматитовые жилы гранитовой структуры разной длины и ширины, обнаруживающие различную степень развития крупнокристаллических пегматитовых фаций, заполняют хорошо выраженные системы трещин, простирание и падение которых несогласно с простиранием и падением вмещающих пород. Тенденции к образованию кварцевых ядер не намечается, но во многих случаях плоские трещиноватые кварцевые линзы встречаются в минерализованных частях микроклиновых пегматитов и вблизи их висячего или лежащего бока. Редкометалльная минерализация представлена танталитом-колумбитом, касситеритом, бериллом, лепидолитом и сподуменом. Характерен спессартин.

Многие жилы безрудные, но, если они содержат альбит, то в них присутствует касситерит или танталит-колумбит. Последний всегда ассоциирует с альбитом, сподуменом и темноокрашенным кварцем и обычно встречается в лежащих боках жил, в то время как касситерит, всегда ассоциирующий с мусковит-кварцевыми гнездами и линзами совместно с лепидолитом и сподуменом, чаще концентрируется в висячих боках в связи с кварцевыми линзами. В большинстве случаев редкометалльная минерализация приурочена к внешним зонам более мощных жил пегматитов или рассредоточена по всему объему маломощных жил.

Сподумен наблюдается в виде пластинчатых кристаллов от серого до бледно-фиолетового цвета длиной 10-25 см и шириной 5 см. Серые разности сподумена содержат 5,6-7,1% Li_2O ; в более густо окрашенных разностях количество окиси лития не превышает 0,2%. Особенностью Пилгангура является тесная ассоциация и местами обильное развитие сподумена с касситеритом и танталитом. Сподумен распространен широко и встречается всюду, где колумбит и касситерит находятся *in situ*. Большое количество мелких линз и скоплений светлоокрашенных чешуек лепидолита ассоциирует с минерализованными частями пегматитов. Содержание Li_2O в лепидолите 0,5%. Полевой шпат в пегматитах представлен микроклином, ортоклаз был обнаружен в незначительных количествах в гнездах клеветандита с колумбитом и сподуменом. По мнению Эллиса (1950), большая часть пегматитовых жил является нормальным гранитом в дайковой форме с небольшими участками пегматитовой структуры. Танталовые минералы представлены марганцевыми разностями тантало-колумбита, реже - ниобо-танталита. Содержание Ta_2O_5 в этих минералах колеблется от 33 до 62%. Однако высокосортный танталит очень редок. Месторождение не разрабатывается, но в 1944 г. из него было добыто 0,7 т аллювиальных концентратов, содержащих 12% касситерита.

Здесь неизвестно крупных элювиальных скоплений. В 1950 г. было разведано четыре участка обогащенного аллювия.

1. Участок Уэбстерс-Галли. Длина 1 км, ширина 50 м, средняя мощность 0,5 м. Среднее содержание концентрата 5,5 кг на $1 м^3$, состав его: танталит 92%, касситерит 8%. Примерные запасы танталита 19 т. Состав танталита: Ta_2O_5 44%, Nb_2O_5 39%.



2. Участок Уогон-Уил. Длина 300 м, ширина 200 м, средняя мощность 0,5 м. Среднее содержание концентрата 1,3 кг на 1 м³. Состав концентрата: танталит 92%, касситерит 8%. Состав танталита: Ta₂O₅ 62%; Nb₂O₅ 22%. Примерные запасы танталита 10 т.

3. Участок Пилгангура-Крик. Опробован аллювий на отмелях и в ручье на протяжении 3,5 км. Наиболее высокое содержание (3,9 кг концентрата на 1 м³) отмечается на глубине 15 см при составе концентрата: колумбит 93%, касситерит 7%. Состав колумбита: T₂O₅ 33,5%, Nb₂O₅ 48,5%. Самое низкое содержание (0,12 кг концентрата на 1 м³) установлено на глубине до 0,9 м при составе концентрата: колумбит 99%, касситерит 1%.

4. Участок Хаустон-Крик. Был опробован аллювий на отмелях и в ключе на протяжении 1750 м. Наиболее высокое содержание (3,9 кг концентрата на 1 м³) выявлено на глубине 0,6 м. Состав концентрата: танталит 95%, касситерит 5%. Состав танталита: Ta₂O₅ 61,5%; Nb₂O₅ 22,5%. В целом содержания низкие и сильно меняются на небольших участках.

По данным Мак-Мата (McMath, 1953), добыча танталовых минералов в небольших объемах проводилась и на других месторождениях провинции Пилбара. Главными среди них являются Куглегонг, Мулиелла (см. рис. 29), Вудшток и Маунт-Франсиско. Среди минералов тантала отмечены: манганотанталит, манганоколумбит, микролит, фергюсонит, тантэвксенит, итротанталит, кальциосамарскит и тапиолит. Эти минералы встречаются в жилах пегматита, богатых альбитом.

Химический состав пегматита из Мулиелла (в %): SiO₂ 68,36; Al₂O₃ 18,74; Fe₂O₃ н.о.; FeO 1,15; MgO 0,54; CaO 0,39; Na₂O 10,22; K₂O 0,07; H₂O⁺ 0,03; H₂O⁻ н.о.; TiO₂ 0,07; MnO 0,45; сумма 100,02 (Joplin, 1963).

В районе Пилбара количество танталитового концентрата в 1968 г. составило 25 т, полученных на месторождениях Уоджина, Мулиелла и Элейс. На месторождении Куглегонг получено 387 т оловянного концентрата с низким содержанием тантала (Clayton, 1969). Другие редкометалльные минералы в составе этих жил представлены бериллом, лепидолитом и гадолинитом.

В целом пегматитовая провинция Пилбара рассматривается как олово-танталовая с попутным получением берилла. Олово добывалось на многих месторождениях, важнейшими среди которых являются Мулиелла, Куглегонг и Шоу-Ривер. На 1961 г. зарегистрировано получение 7647 т концентрата. Около половины общего количества приходится на месторождение Мулиелла (McLeod, 1965). Касситерит добывается главным образом из россыпей и коры выветривания, развитой на редкометалльных пегматитах и кварцевых жилах.

Берилл извлекается попутно с танталитом на месторождениях Пилпингарра, Пилгангура, Куглегонг, Маунт-Франсиско и др. Общее количество танталитовых концентратов, полученных из пегматитов и кор выветривания, к концу 1961 г. составило 375 т. Качество концентрата, особенно в районе Уоджины, постоянно высокое. Единственным извлекаемым минералом является танталит, несмотря на наличие небольших количеств симпсонита и микролита.

Провинция Йилгарн

Провинция Йилгарн охватывает центральную и южную части Западно-Австралийского кристаллического щита и в структурном отношении соответствует ядру Йилгарн. Это одна из древнейших металлогенических провинций Австралии. Наиболее крупные пегматитовые поля этой провинции - Маунт-Мэрион, Лондондери, Сперговиль и Кэтлин-Крик (с существенно литиевым оруденением). В пегматитах присутствуют берилл, колумбит-танталит и микролит. В юго-восточной части провинции Йилгарн вдоль геосинклинальных трогов, выполненных метаморфизованными вулканогенно-осадочными зеленокаменными породами, прослеживается субмеридионально ориентированный рудный пояс с золото-теллурическим (Калгурли, Кулгарди, Норсмен) оруденением.

С массивами ультраосновных пород в районе Калгурли связаны открытые в 1966 г. сульфидные никелевые месторождения (Камбалда и др.). Пирротин-пентландитовые руды содержат также мышьяк, платину, селен (Buttil, How-

land-Rose, 1970). Прайдер выделяет здесь три типа месторождений, различающихся по морфологии рудных тел и особенностям распределения оруденения (Prider, 1970).

В конце 60-х годов в результате расширенных геохимических и поисково-разведочных работ, проводившихся в Западной Австралии в связи с поисками на никель, медь, хром, платину и др. металлы, было обнаружено медно-молибденовое рудопоявление Маунт-Малгайн. В молибдените установлено содержание рения 900 г/т (Rhenium...", 1970).

Банерджи и Гхош сопоставляют провинцию Калгурли по металлогеническим особенностям с провинцией Дхарвар (Индия) (Banerjee, Ghosh, 1972).

Пегматитовое поле Пуна

В северной части провинции, в 55 км к западу от ж.-д. пункта Куэ, находится группа месторождений пегматитового поля Пуна; эти месторождения разрабатывались на изумруд, танталит и полевой шпат с попутным извлечением берилла.

Химический состав пегматита из Пуна (в %): SiO_2 66,43; Al_2O_3 16,22; Fe_2O_3 0,54; FeO 1,17; MgO 1,60; CaO 5,88; Na_2O 6,35; K_2O 0,35; H_2O^+ 0,26; H_2O^- 0,20; TiO_2 0,68; P_2O_5 0,40; сумма 100,08 (Joplin, 1963).

В южной части того же поля (25 км к северу от ж.-д. пункта Ялгу) располагается месторождение Мелвилл, представленное серией пегматитовых жил, секущих зеленокаменные породы и содержащих берилл и изумруд. Пегматитовые жилы пересечены кварцевыми жилами, в которых висмутин ассоциирует с шеелитом и свинцовыми минералами. Из этого месторождения и расположенной поблизости аллювиальной залежи в 1914-1918 гг. вручную было добыто 2,18 т висмутовых концентратов. Наибольшая добыча в 1914 г. достигала 2 т (Kalix et al., 1966).

Пегматитовое поле Кулгарди

К южной части провинции приурочено обширное поле пегматитовых жил Кулгарди. Во многих пегматитовых телах присутствуют литиевые минералы, иногда в промышленных количествах. Наиболее крупными месторождениями являются Маунт-Мэрион, Лондондерри, Сперговиль и Кэтлин-Крик.

Месторождение Маунт-Мэрион расположено в 32 км к югу от населенного пункта Кулгарди. Несколько плитообразных пологопадающих мелкозернистых сподуменсодержащих пегматитовых тел образуют жилную зону, простирающуюся на 4 км к юг-юго-западу от Маунт-Мэрион. Бурение показало, что одна из этих жил имеет мощность 1,5-2 м и, за исключением узких краевых зон, по всей мощности содержит сподумен. Кристаллы сподумена шириной менее 2,5 см и длиной до 30 см содержат 7,5% Li_2O . Запасы окиси лития составляют 1 000 000 т при среднем содержании Li_2O 1,7%.

В полумиле к юго-западу от Маунт-Мэрион грубозернистая пегматитовая жила, содержащая сподумен, берилл и колумбит, обнажена по длине на 240 м (McLeod, 1955). Кристаллы сподумена длиной до 45 см и в поперечнике 10 см встречаются в небольшом богатом сподуменом участке, содержащем около 40% сподумена. Содержание Li_2O в сподумене составляет 6-7%.

В Гросмонте, в 16 км по железной дороге к юго-западу от Кулгарди, пегматитовая жила, обнаженная в старом карьере, простирается на юг-юго-восток при крутом падении на запад и имеет мощность 3,6 м. Жила сложена главным образом микроклином и кварцем с лепидолитом (до 5% от объема жилы). Другая пегматитовая жила мощностью 1,8 м, расположенная в 60 м от основного месторождения, также содержит лепидолит, но в гораздо меньшем количестве. Содержание окиси лития в лепидолите составляет 5,97%. Из этого месторождения между 1892 и 1900 гг. было извлечено небольшое количество лепидолита.

Месторождение Лондондерри находится в 20 км к юг-юго-западу от Кулгарди и разрабатывается главным образом на полевой шпат (до 2000 т ежегодно). Месторождение представлено большой пегматитовой жилой, интруз-

Таблица 15. Приблизительный состав амблигонита и монтебразита (в %; McLeod; ed., 1965)

Главные компоненты	Амблигонит чистый	Амблигонитовый концентрат	Монтебразитовый концентрат
Li ₂ O	9,31	8,67	5,89
P ₂ O ₅	48,01	46,49	44,36
Al ₂ O ₃	37,71	32,48	35,90

дирующей метаморфизованные основные лавы, туфы и осадочные породы. Микроклин встречается в виде крупных блоков, локализованных в висячем боку жилы. Один такой блок весил 1500 т и был практически свободен от примесей. В жиле встречаются берилл, колумбит, петалит и циннвальдит. Берилл извлекался попутно при добыче полевого шпата (McLeod, 1953). Содержание его в таком роде дайках низкое.

Здесь было добыто (включая небольшое количество из месторождения Йиннитарра) в 1965 г. 12 т, 1966 г. 13 т, 1967 г. 11 т, 1968 г. 13 т (Gouglay, 1969).

Приблизительный минеральный состав пегматита: полевой шпат (всех типов) 35%; петалит + продукты разрушения, по-видимому, содержащие литий, 25%; альбит-халцедоновая порода, возможно, полностью замещающая петалит, 15%; кварц 25%. Анализы петалита и продуктов его изменения показали содержание окиси лития соответственно от 3,72 до 4,13% и 1,11%.

Добыча петалита составила в 1964 г. 260 т, 1965 г. 310 т, 1966 г. 933 т, 1967 г. 667 т, 1968 г. 738 т (Clayton, 1969).

Несколько сотен тонн массивного чешуйчатого лепидолита было добыто из небольших линз пегматитовой жилы (архейского возраста) на месторождении Танталит-Хилл в 5 км к юго-западу от Лондондерри (Ellis; 1944). Среднее содержание Li₂O в лепидолите составило 3,87%. Здесь же в небольшом количестве найден берилл.

Берилловое месторождение Сперговиль, располагающееся в 40 км к юго-востоку от Кулгарди (см. рис. 29), представлено пегматитовой жилой, секущей зеленокаменные породы архейского возраста (Hunty, 1951). Здесь обычно присутствуют две разновидности берилла - прозрачная и аквамаринная - в виде небольших кристаллов в массе прозрачного кварца. Кроме того, небольшое количество берилла добывалось из аллювия. Вся добыча из месторождения составляет около 242 т берилла. Помимо берилла, присутствуют сподумен и колумбит. Последний добывался из коренного месторождения элювия.

В 3 км к северо-западу от Юбини-Сидинг около Кулгарди известны пегматиты с амблигонитом, сподуменом и циннвальдитом. Анализы амблигонита и монтебразита из этого месторождения (табл. 15) показали содержание Li₂O 5,9-9,3%. На этом месторождении в 1910 г. было добыто 32 т амблигонита.

Для пегматитов, расположенных к северу от Калгурли, известны два химических анализа: 1) Альбитовый пегматит: SiO₂ 78,58; Al₂O₃ 13,14; Fe₂O₃ 0,24; FeO 0,11; MgO 0,14; CaO 0,57; Na₂O 6,96; K₂O 0,06; H₂O⁺ 0,17; H₂O⁻ 0,08; CO₂ 0,16; TiO₂ 0,03; FeS₂ 0,04; сумма 100,28. 2) Графический пегматит: SiO₂ 74,75; Al₂O₃ 14,23; Fe₂O₃ 0,19; FeO 0,08; MgO 0,07; CaO 0,22; Na₂O 2,30; K₂O 8,46; H₂O⁺ 0,03; H₂O⁻ 0,07; CO₂ 0,12; TiO₂ 0,01; FeS₂ 0,06; сумма 100,59 (Jorlin, 1963).

Лепидолит встречается в пегматитовой дайке около Уиджимулты, в 72 км к юго-востоку от Кулгарди. Ширина дайки 5-7 м, длина до 90 м. Содержание лепидолита неизвестно, но в отвале шурфа глубиной 5,4 м отмечено значительное его количество.

Оловоносные пегматиты залегают среди образований архейского зеленокаменного пояса в районе Норсмана в восточной части блока Йилгарн. Они пред-

ставлены телами неправильной формы, иногда зонального строения. Мощность отдельных жил достигает 3 м, длина 150 м. Главные минералы в составе пегматитов – кварц, плагиоклаз (от альбита до олигоклаза), мусковит, биотит и лепидолит; второстепенные – турмалин, гранат и касситерит. Последний встречается только в литиевых пегматитах в тесной ассоциации с альбитом. Образование пегматитов связывают с внедрением гранитов на западной границе пояса. С 1965 по 1967 г. добыто 6,8 т оловянного концентрата (Newton–Smith, 1970).

Месторождение Кэтлин–Крик

Сподуменовое месторождение Кэтлин–Крик находится на юге провинции около г. Рейвенсторп. Пологопадающее плитообразное пегматитовое тело имеет среднюю мощность 9 м и до 20 м в раздувах. Сподумен образует кристаллы длиной более 15 см и представлен в основном бледно-зеленой разновидью со средним содержанием Li_2O 6,1–6,9%. В северном фланге пегматитового тела присутствует белый сподумен, который образует большие кристаллы (длиной более 0,6 м) и содержит приблизительно 6,6% окиси лития. Измененные разновидности зеленого и белого сподумена характеризуются низким содержанием лития. Помимо сподумена, в незначительных количествах встречаются лепидолит, берилл, колумбит, микролит и циннвальдит. В 1954 г. из этого месторождения было добыто около 4 т сподумена, в 1961 г. 5 т.

Месторождение Гринбушес

В юго-западной части провинции Йилгарн, в 200 км к югу от г. Перт, находится месторождение Гринбушес. Вмещающая пегматиты архейская толща сложена гранито-гнейсами, амфиболитами и амфиболитовыми сланцами, прорванными дайками эпидиоритов, долеритов и гранитов.

Граниты представлены биотитовыми, местами аплитовидными разновидями, нередко альбитизированными. Их сопровождают аплиты, пегматиты и кварцевые жилы. Возраст пегматитов архейский (2700 млн. лет). Пегматиты и грейзены содержат танталит, колумбит, воджинит и касситерит. Среди докембрийских пород также отмечены грейзеновые тела, из которых добывались танталит и колумбит.

Основная добыча производилась на грейзеновом месторождении Энтерпрайз из элювия и коренного рудного тела, которое имеет мощность 0,4 м и почти полностью состоит из бледно-зеленой слюды и кварца с вкрапленностью касситерита, танталита и турмалина. Танталит встречается в виде кристаллов диаметром до 2,5 мм. В отдельных участках содержание его достигало 8 кг/м^3 . Небольшие количества танталита добывались из других грейзеновых тел вместе с касситеритом.

В долине рч. Нью-Зеланд Эллис (Ellis, 1953) описал небольшое каолинизированное тело гранитоидов, в котором содержание танталита достигало 600 г/м^3 , а в концентратах содержалось 25–40% танталита и 40–55% касситерита. Эллис отмечает также присутствие в гранитах оловоносных кварцевых жил и пегматитов с большим количеством слюды, где касситерит преобладает над танталитом. Рудные залежи вблизи поверхности обычно сильно изменены и каолинизированы (Ellis, 1953). Они содержат альбит, зеленый мусковит и турмалин, а также касситерит и танталит. Встречаются пластинки мусковита длиной до 7 см и кристаллы берилла до 2–3 см. Вверх по разрезу породы коры выветривания переходят в типичные элювиальные глины. К этому же типу относится рудное тело Вулкан, расположенное к западу от Банбери–Галли, которое разрабатывалось на глубину до 15 м (при длине 300 м и ширине 30–60 м). Здесь колумбит концентрируется в одном боку залежи.

На месторождении Гринбушес ферротанталит и касситерит добывались из коренных источников и из коры выветривания. Вся добыча танталита составила 79 т концентратов и 12 000 т касситерита (McLeod, 1965). В 1968 г. получено 82 т танталитовых концентратов как попутный продукт при добыче олова (Clayton, 1969). Наиболее высококачественный танталит с содержанием 74% Ta_2O_5 получен с восточного фланга месторождения Банбери из каолинизированных тел

пегматитового "грейзена" и перекрывающих их элювиальных отложений. Касситерит здесь нередко содержит до 1,5–1,7% Ta_2O_5 . В последние годы геологическими работами здесь была обнаружена пегматитовая дайка протяженностью 5 км с низкосортной минерализацией ("Greenbushes..."; 1969).

Все докембрийские породы впоследствии были сильно эродированы, и в районе Гринбушес возникло плато со слабо всхолмленным рельефом, близким к современному. В результате благоприятного климата на докембрийских породах образовалась мощная кора выветривания. В средне- или позднечетвертичное время начался размыв ее с образованием кластических осадков, которые отлагались в прибрежной части мелководного моря или озера. Австралийские геологи называют эти прибрежные осадки древним аллювием. Гобсон и Матесон (Hobson, Matheson, 1949) указывают, что возвышенный участок в центральной части района, где сейчас расположен г. Гринбушес, вероятно, был островом и являлся источником для формирования "древнего аллювия". Происходило постепенное погружение острова с уменьшением его размеров. Месторождения касситерита и танталита образовались на мелководье, располагались они вблизи существовавшей в то время береговой линии. Такое образование россыпей в береговой полосе с участием волновой деятельности, по мнению Гобсона и др., может объяснить расположение россыпных месторождений вокруг центрального возвышенного участка, а также присутствие окатанной гальки кварца вблизи от ее коренного залегания. Помимо большого центрального острова, существовал еще ряд мелких островов.

"Древний аллювий" (прибрежные отложения) состоит из серии полосчатых глин, песка, гравия, валунов и галечников (в основании пласта). Максимальная мощность его 35 м. Прибрежные отложения являются основным источником касситерита и танталита, которые встречаются преимущественно в галечнике или валунах, лежащих у плотика. Обычно мощность этих отложений колеблется от 7 до 18 м, а в эксплуатационных разрезах составляет 5–7 м. Отдельные участки "древнего аллювия" отличались баснословно высоким содержанием касситерита. Например, в районе Эллиот-Галли содержание касситерита достигало 234 кг/м³.

Распределение танталита в прибрежных отложениях изучено хуже, но интересные данные получены для "древнего аллювия" южной части поля между верховьями рек Ковен-Брук и Эллиот-Галли, где в аллювии, примыкающем к более возвышенной части участка, содержание танталита в среднем превысило 175 кг/м³. При удалении от возвышенности (на 200–300 м) оно уменьшается до 90 г/м³ и ниже (Ellis, 1965). Распределение танталита в "древнем аллювии" свидетельствует об отложении последнего в прибрежно-морских условиях (Пятнов, 1968, 1969). Прибрежные отложения часто располагаются на белой или голубой глине, представляющей собой продукты изменения докембрийских пород, и в свою очередь перекрываются латеритом.

Гобсон и Матесон (Hobson, Matheson, 1949) приводят разрез "древнего аллювия" (озерных отложений), подстилающих и перекрывающих его пород в районе Банбри-Галли (сверху вниз).

1. Наносы с латеритной галькой, количество которой увеличивается к основанию пласта (современный аллювий), – 0,7 м.
2. Цементированный бокситоносный латерит – 3,0 м.
3. Белая глина с хорошо окатанной галькой кварца (древний аллювий) – 1,7 м.
4. Белая глина (вероятно, реликты коры выветривания метаморфических пород).

Западнее и юго-западнее г. Гринбушес располагается обширный район пространства белых песков под покровом латерита мощностью несколько метров. Они также относятся к "древнему аллювию", и в них находится большое количество старых выработок, из которых добывался касситерит. Почти на всей площади района, в том числе и на "древнем аллювии", залегает покров латерита (2–20 м) или обломков латерита в глинистой массе. В большей части

латеритов встречаются округлые валуны или мелкая галька кварца. Латериты — от железистых до бокситоносных, местами с ними связаны скопления лимонита.

Все вышеописанные отложения размываются современными потоками и отлагаются в пониженных участках долин и логов в виде современного аллювия, состоящего из несцементированных песков и глин (максимальная мощность его неизвестна, но считают, что она не превышает 7 м). Содержание касситерита и танталита в нем значительно ниже, чем в "древнем аллювии". В пределах района известны площади, особенно по Спринг-Галли, где работы производились на участке шириной 60 м на глубине до 4 м. В ряде мест трудно провести границу между современным и "древним" аллювием.

В районе Гринбушес выделено 27,9 млн. м³ элювия и аллювия (*in situ*), содержащего в среднем 210 г касситерита и 22 г танталита на 1 м³ песков. Для дражного полигона выделено 16 млн. м³ аллювия на площади 3,4 км², содержащего в среднем 158 г касситерита и 13 г танталита на 1 м³. Среднее содержание концентрата тяжелых минералов на дражном полигоне 3,5 кг/м³, но местами оно достигает 22,7 кг/м³. Соотношение касситерита и тантало-ниобатов в различных участках аллювия рудного поля Гринбушес сильно варьирует (от 3:1 до 20:1 при среднем отношении 10:1). С 1965 г. в пределах дражного полигона начались добычные работы. В 1966 г. добыча танталитового концентрата увеличилась с 2 до 3 т в месяц. Разработку россыпей, содержащих тантал и касситерит, в районе Гринбушес предполагалось довести до 35 т тантало-ниобиевых концентратов в год.

Месторождение Калгурли

Золото-теллурические месторождения рудного района Калгурли расположены в Западной Австралии, в юго-восточной части архейского блока Йилгарн. Золото было открыто на Калгурли в 1893 г. Первоначальный участок имел небольшую протяженность; последующие поисковые работы привели к открытию наиболее перспективного месторождения этого района — Голден-Майл (Золотая Миля), расположенного в 5 км к югу от Калгурли. На юге рудного района, в 36 км к юго-западу от Калгурли, находится месторождение Кулгарди, горные работы на котором были прекращены в 1962 г. Добыча на золоторудном поле Калгурли превысила к 1965 г. 1000 т золота, при этом большая часть приходится на участок Голден-Майл.

Когда наиболее богатые рудные тела были выработаны, добыча постепенно уменьшалась, вплоть до закрытия многих рудников вследствие инфляции, которая последовала за первой мировой войной. Переоценка золота в 1932-1933 гг. вновь привела к оживлению горных работ и увеличению добычи. В настоящее время отрабатываются краевые части и апофизы основных наиболее крупных рудных тел и эксплуатируются немногочисленные вновь найденные рудные жилы.

Рудный район Калгурли представляет собой лишь часть меридионально ориентированного золотоносного пояса Западной Австралии, проходящего через Боулдер, Калгурли, Норсмен (Campbell, 1953; Finucane, Jensen, 1953). В пределах этого пояса широко развиты гранитизированные архейские породы, образующие пологие поднятия. Между поднятиями располагаются геосинклинальные трюги или рвы, выполненные зеленокаменными вулканогенными породами, смятыми в пережатые изоклинальные складки (рис. 39). Все золоторудные месторождения размещаются линейно вдоль синклинальных трюгов и контролируются второстепенными складчатыми структурами и поперечными разрывами. Аналогичные структурные особенности локализации отмечаются в архейских золотоносных провинциях и других материков (Шер, 1969, 1972). Пространственно и, по-видимому, парагенетически с золоторудной минерализацией в этом регионе связано сульфидное медно-никелевое оруденение (см. рис. 39).

Первая геологическая карта района Калгурли была составлена в 1902 г. Кэмпбелом. В последующие годы в районе работали Симпсон (Simpson, 1912), Мак-Ларен и Томпсон (1913 г.), Стилуэлл (Stillwell, 1931), Густафсон и Миллер (1937 г.). Кроме того, многие геологи занимались детальным структурным картированием подземных выработок. Большая часть этих работ не опубликована.

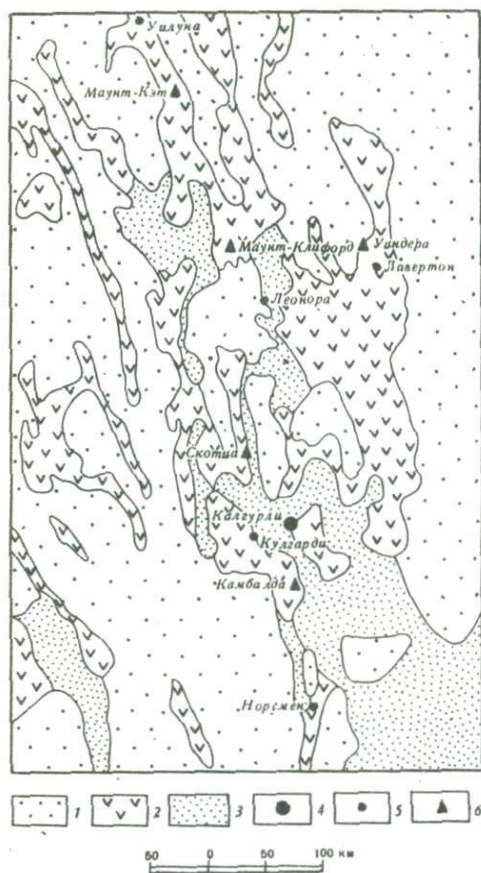


Рис. 39. Схематическая карта распределения золоторудной и медно-никелевой минерализации в блоке Йилгарн (по Campbell, 1953; Prider, 1970)

1 - граниты и гранито-гнейсы; 2 - зеленокаменные породы; 3 - "белокаменные" породы; месторождения: 4 - золоторудные крупные; 5 - золоторудные небольшие; 6 - сульфидные медно-никелевые

В районе выделяются две серии основных изверженных пород, которые известны как "древняя" и "молодая" зеленокаменные свиты. Верхняя серия не согласно залегает на нижней. "Древние" зеленокаменные породы содержат основные и кислые лавы и туфы с редкими маломощными прослоями осадочных отложений и силлами кислого состава, "молодые" зеленокаменные породы представлены вулканическими породами основного состава и интенсивно метаморфизованными интрузивными силлами кварцевых долеритов. Многочисленные небольшие дайки, силлы и нежки кислых и основных порфиров ин-

тродурируют породы обеих серий (Horwitz, Sofoulis, 1965). Залегающие выше осадочные породы свиты Блек-Флег развиты в восточной и западной частях района (рис. 40).

В стратиграфическом разрезе района выделяются (Woodall, 1965) следующие подразделения (снизу вверх):

		Мощность, м
"Древние" зеленокаменные породы	1. Серпентиниты Хеннанс-Лейк	300-900
	2. Базальтовые и подушечные лавы Девон-Консолз	60-150
	3. Графитовые сланцы Капай	3
	4. Долериты, кварцевые долериты и габбро Уильям-Стаун	150-300
"Молодые" зеленокаменные породы	5. Базальтовые и подушечные лавы Паринга	300-900
	6. Кварцевые долериты и габбро Голден-Майл	300-750
	7. Туфы, лавы, песчаники, сланцы и кварциты Блек-Флег	3000

На участке, где основные изверженные породы не изменены процессами последующего метасоматоза, они сложены альбитом и роговой обманкой. В различных количествах встречаются кварц, сосюрит, ильменит, лейкоксен, эпидот и цоизит. Этот состав указывает на альбит-эпидот-амфиболитовую фацию регионального метаморфизма. "Древние" зеленокаменные породы обычно интенсивно карбонатизированы и известны как известковистые кристаллические сланцы. "Молодые" зеленокаменные породы широко хлоритизированы и карбонатизированы. Золото-теллуговое оруденение приурочено в основном к хлоритизированным кварцевым долеритам, входящим в свиту "молодых" зеленокаменных пород. В

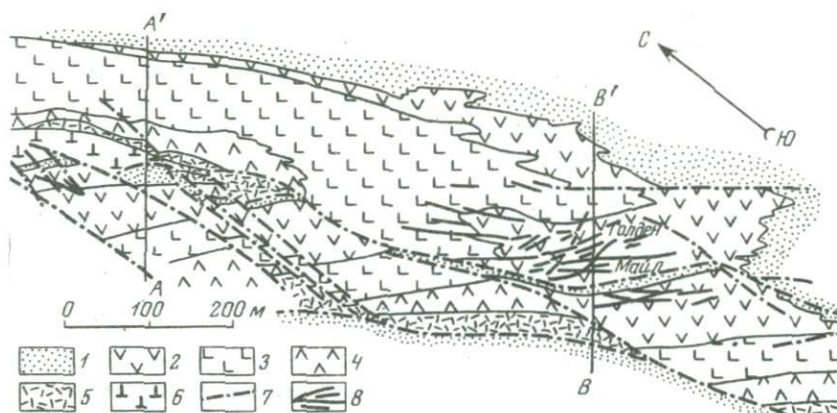
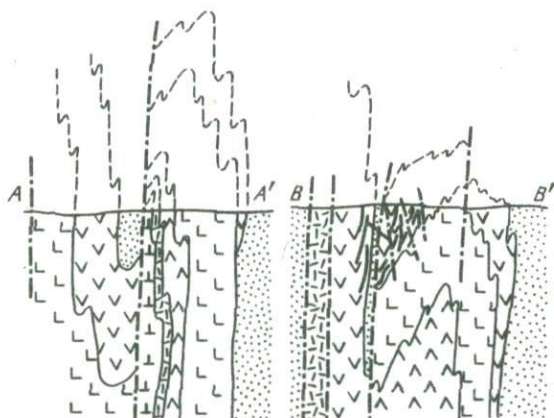


Рис. 40. Геологическая карта и разрезы рудного района Калгурли (Woodall, 1965)

1 - отложения свиты Блек-Флег; 2 - долериты Голден-Майл; 3 - базальты Паринга; 4 - долериты Уильямстаун; 5 - базальты Девон-Консолз; 6 - серпентиниты Хеннанс-Лейк; 7 - разрывные нарушения; 8 - рудные залежи



них локализуется наибольшее число промышленных рудных тел. Но известны сравнительно богатые рудные столбы и в известковистых кристаллических сланцах, и в порфирах, что связано, очевидно, с благоприятной структурной обстановкой. Вмещающие породы обычно выщелочены вблизи залежи или жилы. Ширина зоны выщелачивания изменяется от нескольких сантиметров до многих метров.

Протяженность рудного поля Калгурли около 10 км, ширина 1,5 км. Размеры и ориентировка рудного поля, а также распределение в нем оруденения определяются четко выраженным структурным контролем. "Сердце" рудного района - месторождение Голден-Майл - расположено в пределах S-образной синклинали, ядро которой сложено кварцевыми долеритами (см. рис. 40). На месторождении выделяются две системы жильных залежей: Западная и Восточная. Восточная система содержит небольшое количество крупных рудных тел и многочисленные мелкие рудные тела различных морфологических типов. Западная система состоит из трех крупных выдержанных по мощности жильных залежей и сравнительно небольшого количества второстепенных рудных тел (Finucane, 1965). Жильные тела в известковистых кристаллических сланцах на границе Восточной системы также имеют промышленное значение (рудник Норт-Калгурли). К контактовой зоне известковистых сланцев приурочены некоторые богатые рудные тела (знаменитый рудный столб Ороя и залежь Федерал-Лод). Из столба Ороя - пологопадающей (20°) рудной трубы длиной 1400 м, локализованной на пересечении двух трещин скальвания во второстепенной складке на крыле синклинали Калгурли, - получено 60 т золота. Рудные тела представляют собой метасоматические залежи линзообразной формы или трубообразные рудные столбы, приуроченные к зонам скальвания и трещинам растяжения. Рудные столбы и залежи имеют мощность от 0,6 до 25 м, достигают нескольких сотен метров в длину и прослеживаются до глубины 1150 м.

В пределах рудного поля Калгурли выделяются два типа золоторудной минерализации: 1) золото-теллуровая, представленная золото-пирито-теллуrowыми рудными залежами, локализующимися в крутопадающих сбросовых и сдвиговых трещинах (с явлениями окремнения в зальбандах); 2) золото-кварцевая, представленная золотоносными кварцевыми жилами, лишенная теллуридов. Пирит в жилах — более крупнозернистый, и содержание золота в нем незначительное. Золото-кварцевая минерализация имеет очень небольшое промышленное значение по сравнению с золото-теллуrowой (98% всей добычи золота приходится на золото-теллуrowые залежи и 2% — на золото-кварцевые), но имеет гораздо большее распространение, прослеживаясь по направлению простирания золото-рудного пояса на расстояние до 15 км. Возрастное соотношение этих двух типов минерализации неизвестно (Woodall, 1965).

Рудные минералы в месторождениях — пирит, халькопирит, самородное золото и теллуриды (калаверит, креннерит, петцит, гессит, колорадоит и др.); сопутствующие — галенит, сфалерит, энаргит, пираргирит, леллингит, магнетит, спекулярит, флюорит, турмалин, карбонат, роскоэлит и др.

Проявление теллуридов в Калгурли впервые было установлено Холройдом в 1896 г. В блоке 45 (теперь Паринга-Майнс-Лимитед) им был найден калаверит, наиболее распространенный из теллуридов в этих месторождениях. В 1897 г. М. Мариански описал теллуриды золота из Боулдер-Майн-Риф, а Френзел (Frenzel, 1897) определил наличие сильванита. В том же году Э. Симпсон установил в рудах колорадоит.

В 1900 г. месторождение Калгурли посетил Т. Рикард, описавший калаверит, колорадоит, петцит и теллуrowую охру. Он же высказал предположение, что калгурлит, описанный Питманом как новый теллуrowый минерал, представляет собой смесь петцита и колорадоита.

Богатая коллекция теллуридов была представлена среди экспонатов Западной Австралии на Всемирной выставке 1900 г. в Париже. Образцы этой коллекции послужили основой для дальнейшего изучения австралийских теллуридов Крушем (1901 г.) в Германии, Карно во Франции и Спенсером (Spencer, 1903) в Англии. Круш описал калаверит, колорадоит, калгурлит, сильванит, креннерит, гессит и петцит; Карно — калаверит, сильванит и новый минерал, которому он дал наименование кулгардит. Спенсер, определив калаверит, сильванит, петцит, колорадоит и алтаит, доказал также, что калгурлит представляет собой смесь колорадоита и петцита, как ранее предполагал Рикард, а кулгардит — смесь колорадоита, сильванита и калаверита.

В 1912 г. Томсон определил в Калгурли еще два минерала: теллурид никеля — мелонит и теллурид меди, который он предположительно диагностировал как риккардит. В этом же году был опубликован подробный отчет Симпсона (Simpson, 1912) по минералогии месторождений Калгурли, Боулдер и Хиди-Сикрит. В образцах из рудного столба Ороя Меретом в 1905 г. был определен сурьмяный сульфотеллурид золота и свинца — нагиагит. Состав этого листоватого пластинчатого минерала установлен химическими анализами. Нагиагит отмечен также в образцах с рудника Грейт-Боулдер. Наличие в рудах самородного теллура до сих пор не подтверждено микроскопически, хотя сообщалось об определении этого минерала химическими анализами. Тожественность минералов, содержащих теллура, на Калгурли устанавливалась по совокупности физических и оптических свойств при макро- и микроскопических исследованиях, а также химическими и рентгеноструктурными анализами (Thompson, 1949).

Золото в первичных рудах района Калгурли находится частично в свободном виде, а частично — в виде теллуридов золота. Отношение свободного золота к связанному варьирует в различных жильных залежах, а также на разных участках одной залежи. 35% всего золота было получено в виде свободного золота на обогатительных фабриках в Лейк-Вью и Стар-Милл. Однако это — минимально возможное количество свободного золота в руде, действительное содержание его может быть значительно выше.

Наиболее богаты золотосодержащими теллуридами жильные залежи рудного поля Боулдер (Stillwell, 1953). Теллуриды в них локализируются в виде про-

жилков и небольших неправильной формы гнезд. Мощность прожилков редко достигает 2–3 мм, обычно доли миллиметра, длина их несколько сантиметров. Изредка встречаются прожилки мощностью до 5 мм при длине до 10 см и более.

В месторождениях рудного поля Калгурли известны следующие теллуриды: алтаит, колорадоит, мелонит, вейссит, гессит, петцит, сильванит, креннерит, калаверит и нагиагит. Колорадоит, калаверит и креннерит являются наиболее распространенными и вместе с более редкими алтаитом, мелонитом и нагиагитом встречаются только в неизменной первичной руде. Вейссит наблюдается только как вторичный теллурид, в то время как гессит, петцит и сильванит были описаны и в первичной, и во вторичной ассоциациях.

Золотосодержащие теллуриды изменялись в зоне окисления с освобождением "горчичного" золота. Отмечались находки хлорида серебра, но, вероятно, большая часть серебра перешла в раствор. Наличие нисходящей фильтрации серебросодержащих растворов выявлено на отдельных участках благодаря разделению теллуридов, богатых золотом, на сильванит, петцит и гессит.

Общий физико-химический анализ системы дает Маркам (Markham, 1960), который приводит наиболее распространенные парагенетические ассоциации теллуридов: колорадоит – калаверит, колорадоит – калаверит – петцит, колорадоит – золото, колорадоит – калаверит – тетраэдрит, сильванит – гессит, петцит – сильванит – гессит. Более редкие парагенетические ассоциации (самородный теллур – сильванит, сильванит – эмпрессит), а также такие теллуриды, как алтаит, тетрадимит, нагиагит, мелонит, обусловлены не физико-химическими условиями формирования, а наличием в растворах редких элементов.

Алтаит ($PbTe$) широко распространен в месторождениях, но наблюдается лишь под микроскопом. Наиболее хорошо представлен в жилах рудника Хинд-Сикрит в ассоциации с гесситом и петцитом, где он встречается в виде мелких включений, содержащих сульфоселенид серебра-агвиларит (Ag_2Se, S). Он отмечается также в виде мелких включений в прожилках золото-серебряных теллуридов и в прожилках, сложенных свинцовыми минералами, нагиагитом, джемсонитом и бурнонитом.

Колорадоит ($HgTe$) – один из наиболее распространенных теллуридов. Часто заметна связь его с частицами свободного золота. Колорадоит – главный компонент многих прожилков, большей частью свободный от минеральных включений. Обычно он связан с калаверитом.

Мелонит ($NiTe_2$). Проявления мелонита ограничены микроскопическими включениями в жилах калаверита и креннерита. Твердость его значительно больше, чем других теллуридов, поэтому он хорошо отличим в полированных шлифах.

Вейссит ($Cu_{2-x}Te$) – теллурид меди. Первоначально был назван риккардитом (Stillwell, 1931), но при более точном определении двух теллуридов меди Томпсоном (Thompson, 1947) минерал из Калгурли стали считать тождественным вейсситу, так как отсутствует сильная анизотропия, характерная для риккардита. Он образовался при воздействии нисходящих медьсодержащих растворов на первичные теллуриды золота и тесно связан с освободившимися частицами свободного золота. Наиболее известное проявление этого минерала приурочено к залежи Калгурли.

Гессит (Ag_2Te) характеризуется аномальным пластинчатым двойникованием и относительно часто встречается в рудах месторождения Хинд-Сикрит в ассоциации с петцитом и алтаитом. В небольших количествах отмечен в Боулдер-Майн в верхних и нижних горизонтах. Спорадически образует своеобразные и тесные сростания с сильванитом, а также наблюдается в виде микроскопических включений в скоплениях блеклых руд. Гессит был отмечен в прожилках, которые пересекают кристаллы креннерита, связанного со вторичным вейсситом, и поэтому рассматривался как вторичный минерал.

Петцит (Ag_3AuTe_2) сравнительно редок, хотя, по-видимому, широко распространен в рудных столбах месторождений Калгурли и Хинд-Сикрит. Отмечен в виде первичного и вторичного теллуридов. Вторичные проявления его отмечаются в гессит-петцитовых жилах в креннерите, находящемся вместе с теллуридом меди. Он встречается также в ассоциации с сильванитом и свободным золотом на калаверите, добываемом с верхних горизонтов.

Сильванит ($AuAgTe_4$). Первичный сильванит встречается спорадически в ассоциации с калаверитом, но чаще с петцитом и гесситом. Полагают, что в некоторых случаях он является вторичным по креннериту.

Креннерит ($AuTe_2$). Отличить креннерит от сильванита и калаверита часто затруднительно, но существование его теперь установлено точно. Теллурид, которым, по описанию Ливинга, была сложена большая часть бонанца на месторождении Лейк-Вью-Консолз, имел хорошо выраженную спайность, по данным химических анализов содержал 36,6–36,1% Au, 3,50–4,45% Ag и имел удельный вес 8,64. По совокупности этих признаков минерал был определен как креннерит.

Калаверит ($AuTe_2$) внешне похож на креннерит, отличается от него отсутствием спайности и меньшей примесью серебра. Это – наиболее распространенный теллурид. Встречается в ассоциации с алтаитом, колорадоитом, креннеритом, риккардитом и другими теллуридами.

Нагиагит ($Pb_5Au(Te,Sb)_4S_{5-8}$) – наиболее редкий из теллуридов, отмечен в рудном столбе Ороя и в руднике Грейт-Боулдер. В небольших количествах в рудах встречается также тетрадимит.

В сульфидных концентратах месторождения Калгурли содержится 80 г/т теллура. Анализ коттрельной пыли, собранной при обжиге руды, показал также незначительное содержание селена (0,01%), связанного с теллуридами, но не имеющего самостоятельного экономического значения.

В золоторудном месторождении Кулгарди, по сравнению с Калгурли, пирит не имеет широкого распространения, здесь развит арсенопирит. Из теллуридов минералов встречен лишь тетрадимит в виде небольших гнезд и тонкой вкрапленности в кварцевых жилах. Этот же минерал отмечен на руднике Лоулерс, в 120 км к северо-западу от г. Леонора.

Проявления менее интенсивной, чем в рудном поле Калгурли-Боулдер, теллуридной минерализации, наблюдаются к югу и к северу от него, где они образуют более широкий и протяженный "ореольный" пояс, ориентированный субмеридионально. В Ора-Банда, в 60 км к северо-западу от Калгурли, установлен калаверит в ассоциации с самородным золотом, пиритом и арсенопиритом. В небольшом золоторудном поле Малгаби, расположенном в 64 км севернее и в 93 км восточнее Калгурли, в 1903 г. были обнаружены небольшие гнезда и скопления теллуридов золота в золото-кварцевых жилах. Прожилки и гнезда, содержащие теллуриды золота, залегают на глубине около 30 м в интенсивно рассланцованных зеленокаменных породах. Парагенезис теллуридов – тот же, что на Калгурли, но вместо пирита здесь широко распространен пирротин, иногда в ассоциации с халькопиритом и изредка со сфалеритом. Симпсоном среди теллуридов был определен петцит. Более поздними исследованиями выявлены гессит и алтаит. Были также установлены теллуровисмутит (Bi_2Te_3) и тетрадимит (Bi_2Te_2S). Долго не удавалось определить розовато-белый в полированных шлифах анизотропный теллурид, который по совокупности свойств и результатам химических анализов все же был диагностирован как фробергит ($FeTe_2$) – минерал, описанный Томпсоном в 1947 г. В 185 км к северу от Калгурли, в месторождении Ниагара, встречен тетрадимит в ассоциации с висмутином и другими висмутовыми минералами.

В 145 км к югу от Калгурли, в месторождении Норсмен, характеризующемся сходной геологической обстановкой (O'Driscoll, 1953; Horwitz, Sofoulis, 1965), гнезда, прожилки и вкрапленность теллуридов были встречены на рудниках Феникс и Батерфлай. На руднике Феникс наиболее широко распространенным сульфидом в кварцевых жилах является пирит. В небольших количествах в рудах присутствуют пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит и марказит. Самородное золото (составляющее 95% всего золота в месторождении) наблюдается в виде вкрапленности и гнезд в кварце, пирите, сфалерите и галените. Теллуриды – алтаит и гессит – обычно ассоциируют друг с другом и встречаются в кварце и в сульфидных прожилках, особенно галенитовых. Прожилки галенита, содержащие золото, алтаит и гессит, иногда выполняют трещины в массивных скоплениях пирита. Третий теллурид, предположительно сильванит, наблюдается значительно реже, чем алтаит или гессит, в виде небольших при-

матических кристаллов на контакте сульфидных прожилков различного состава и в некоторых небольших гнездах гессита и алтаита. На руднике Батерфлай гессит и петцит встречены в ассоциации с теллуридом желтоватого цвета, предварительно определенным как калаверит.

Проявления теллуровой минерализации отмечаются в Западной Австралии и за пределами блока Йилгарн, к северу от него — в ядре Пилбара. Здесь на руднике Блу-Спек (Наллагайн, золоторудное поле Пилбара) при микроскопических исследованиях рудных образцов, отобранных на глубине около 200 м, были обнаружены включения теллурида золота (Stillwell, 1947). Руда состоит из кварца, пирита и стибнита с небольшими количествами арсенопирита, халькопирита и золота. Небольшие включения теллурида золота (предположительно калаверита) изменены с периферии и замещены теллуридом меди (вейсцит) и свободным золотом.

По вопросу генезиса золото-теллуридовое месторождения Калгурли и сходных с ним по типу месторождений Западно-Австралийского золоторудного пояса существуют две точки зрения. Одни исследователи считают, что золоторудная минерализация в районе Калгурли-Норсмен связана с магматической деятельностью вдоль краевых зон, располагающихся по периферии осадочных прогибов (Horwitz, Sofoulis, 1965). Другие высказывают предположение, что породы, вмещающие оруденение, обогатились металлом в результате вулканизма, химической седиментации и, вероятно, участия органического материала, сопровождавшего сокращение терригенной седиментации (Ryan, 1965). При этом также достаточно убедительно объясняется приуроченность рудных месторождений к периферическим, краевым частям осадочных прогибов.

До сих пор остается неясной генетико-геохимическая природа высокой теллуричности золота в некоторых месторождениях, что далеко не всегда можно объяснить так называемой специализацией магм.

Золото-теллуриды месторождения в древних зеленокаменных породах известны и на других континентах Южного полушария: Колар в Индии (штат Майсур), Морру-ду-Велью (Бразилия). Не исключена возможность их нахождения в аналогичных комплексах других стран, в том числе и Советского Союза.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ В АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОНАХ БЛОКА ЙИЛГАРН

Блок Йилгарн с севера, запада, юго-запада и юго-востока обрамлен зонами длительно живущих разломов глубинного заложения, с которыми связаны процессы активизации. К зонам активизации, обрамляющим блок Йилгарн, приурочены пегматитовые поля с преимущественным развитием мусковитовых пегматитов. В непромышленных количествах встречаются берилл, колумбит-танталит, минералы лития и висмута, касситерит. Среди наиболее известных месторождений здесь следует отметить Йиннитарра (верхнепротерозойского возраста), Нортгемптон (среднепротерозойского возраста) и др.

Пегматитовый пояс Йиннитарра

В северной части провинции Йилгарн, сложенной гранито-гнейсами и биотитовыми сланцами докембрия, к северу от р. Гаскойн, выходят дайки пегматитов, образующие пояс длиной около 80 км и шириной 25 км, протягивающийся в юго-восточном направлении между Йиннитарра и Маунт-Джемс. Возраст пегматитов верхнепротерозойский (1000-940 млн. лет).

Пегматитовые дайки различного размера и расположения обогащены мусковитом. Наиболее важными месторождениями являются Йиннитарра, Биджемия и Моррисей-Хилл, расположенный в 15 км к северу от Йиннитарра. Мусковит здесь встречается в ряде даек, наибольшая из них длиной 180 м, шириной 30 м. Присутствуют две разновидности мусковита: рубиновая, ассоциирующая с кварцем, и зеленая — с калиевым полевым шпатом. Кроме мусковита, там отмечены биотит, турмалин, гранат, берилл, колумбит и минералы висмута.

Наиболее значительные находки минералов висмута в пегматитах встречаются вблизи Моррисей-Хилл и Нарду-Крик (McLeod, Miczitis, 1965). Добыча

висмута с 1939 по 1962 г. составила 3,8 т, максимальная в 1940 г. — 1,3 т (Kalix et al., 1966).

В окрестностях ж.-д. пункта Йиннитарра известны пегматитовые жилы с бериллом. Берилл распределен спорадически или встречается в боковых зонах по краям кварцевых ядер. Добыча из коренных источников и коры выветривания составила 110 т. В этих же бериллсодержащих пегматитах отмечен литиофилит.

Пегматитовое поле Нортгемптон

Пегматитовое поле Нортгемптон (штат Западная Австралия) расположено на западном побережье Австралии и в структурном отношении соответствует блоку Нортгемптон, входящему в западное обрамление блока Йилгарн. В этой провинции известно два небольших месторождения мусковитоносных пегматитов — Аджана и Малинью. Возраст 1190 млн. лет. На месторождениях производилась добыча красного мусковита.

Пегматитовое поле Белингап

Пегматитовое поле Белингап расположено в юго-западной части провинции Йилгарн. Вмещающие архейские породы представлены амфиболитами, хлоритовыми и биотитовыми сланцами, гранито-гнейсами, дайками долеритов и аплитов. На западе поле ограничено региональным сбросом Дарлинг. Возраст редкометалльных пегматитов соответствует верхнему протерозою (1100 млн. лет). Группа месторождений Белингап расположена в 200 км к югу от Перта. Здесь пегматитовые жилы, состоящие из крупнокристаллического микроклина, альбита, кварца и слюды, разрабатывались на полевой шпат и берилл. Месторождение Маллеиап находится в 60 км к юго-востоку от Банбери. Из крупнозернистых пегматитовых жил с 1939 по 1941 г. получено 0,11 т мусковита и 3,5 т необогащенной слюды.

Глава X

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗОЛИРОВАННЫХ БЛОКОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Провинция Кимберли-Дарвин

Провинция Кимберли-Дарвин находится в северной части Австралии. В пределах этой провинции известны три района развития пегматитов.

1. Район Нейпир-Даунс находится в 110 км к востоку от Дерби в западной части блока. Здесь развиты мусковитоносные пегматиты, залегающие в гранито-гнейсах. В течение 1949 г. на месторождении было добыто около 65 кг прозрачной слюды красноватого оттенка (Gourlay, 1905).

2. На месторождении Маунт-Докрелл, расположенном в южной части провинции, в пегматитах архейского возраста (2700 млн. лет) танталит-колумбит ассоциирует с оловом (Finucane, 1938). В них же найден литиофилит.

3. На северо-востоке провинции Кимберли-Дарвин пегматиты архейского возраста (2500 млн. лет) образуют пояс, протягивающийся от порта Дарвин к югу. Максимальная ширина пояса 10 км. Минерализация представлена танталитом, колумбитом, касситеритом, амблигонитом и бериллом (McLeod, 1965^{1,2}). Основными центрами по добыче тантала являются месторождения Бамбу-Крик и Финнис-Ривер.

В районе Финнис-Ривер располагается массив порфировидных гранитов Литчфилд, на восточном фланге которого встречены многочисленные пегматитовые жилы и грейзены с касситеритом и танталитом.

Пегматитовые жилы обнаруживают четкую зональность (McLeod, 1965₃). Редкометалльная минерализация либо распространена беспорядочно, либо сосредоточена в краевых зонах. Рудные минералы представлены касситеритом и марганцево-железистым тантало-колумбитом. Добыча велась из коры выветривания и россыпей. Зарегистрированная добыча к концу 1954 г. составила 14,5 т концентрата с 65% Ta₂O₅.

Район Уэст-Арм расположен в 15 км южнее порта Дарвин. Здесь имеется большое количество пегматитовых жил, но обычно с низким содержанием танталита. Последний добывался в основном из элювия и делювия мелких ключей. В Кинг-Тэбл крупные образцы танталита (весом до 600 г) были получены из грейзенизированной и каолинизированной пегматитовой жилы мощностью до 3 м. Касситерит и очень мелкий танталит, кроме того, рассеяны в грейзене. Основное месторождение этого района по добыче лития - Энтерпрайз - расположено возле р. Финнис в 55 км к югу от порта Дарвин. Пегматитовые жилы содержат амблигонит, колумбит и танталит (McLeod, 1965₃). Белый кристаллический амблигонит встречается в виде жил и крупных скоплений; на поверхности он крупнокристаллический, на глубине становится массивным. Анализы кристаллического материала показали содержание окиси лития 7,94%. В 1905-1925 гг. было добыто 63,9 т амблигонита и экспортировано в Германию. Амблигонит отмечен также в Маунт-Литчфилде, примерно в 100 км к югу от порта Дарвин.

Кристаллы берилла наблюдались в оловянном руднике Келли около Вольфрам-Крика, в 45 км к юго-востоку от Пайн-Крик. Берилл встречен в небольших количествах во многих пегматитовых жилах, но крупные концентрации не отмечались.

Провинция Аранта

В центральной части Австралийского континента имеются два крупных выступа архейского фундамента в виде изолированных блоков - Аранта и Масгрейв. Блок Аранта слагают высокометаморфизованные породы: разнообразные парами и ортогнейсы. Различные кислые интрузии представлены гранито-гнейсами архейского возраста. В восточной части блока выделяется пегматитовая провинция Аранта, где известны танталоносные пегматиты, не имеющие пока практического значения. Южная часть блока Аранта претерпела активизацию в связи с байкальскими и раннегерцинскими движениями, проявившимися в прогибе (авлакогене) Амадиес. Здесь сосредоточены слюдоносные пегматиты, возраст которых (поле Хартс-Рейндж) 600-700 млн. лет и 350-400 млн. лет.

Редкометалльные пегматиты

Наиболее известными редкометалльными пегматитовыми месторождениями провинции Аранта являются Барроу-Крик и Делни, расположенные в ее северной части, и ряд мелких рудопроявлений в южной части вблизи ж.-д. пункта Алис-Спрингс. Месторождение Барроу-Крик находится в 280 км к северу от ж.-д. пункта Алис-Спрингс. Из этого месторождения в 1944 г. было добыто 0,3 т танталитового концентрата с содержанием 72% Ta₂O₅. Небольшое количество танталита было получено также в 1954 г. (McLeod, 1965₃). Танталит извлекался примерно в равных количествах из коренных пегматитов и элювиального материала.

В этом же районе в 1944 г. были открыты еще два месторождения: вблизи ж.-д. пункта Делни и в 160 км к северо-востоку от ж.-д. пункта Алис-Спрингс. Из них было добыто около 0,2 т танталитового концентрата с содержанием соответственно 68 и 76,7% Ta₂O₅. В одном из месторождений встречены окисленные висмутовые минералы.

Два редкометалльных пегматитовых рудопроявления установлены к северо-западу от ж.-д. пункта Алис-Спрингс - Аннинги и Ютопия. Вблизи ж.-д. пункта Аннинги танталит в пегматитовых дайках ассоциирует с касситеритом и галенитом; вблизи ж.-д. пункта Ютопия танталит отмечен в пегматитах и в элювии.

Слюдоносные пегматиты

Слюдоносные пегматиты образуют крупный пояс в южной активизированной части блока Аранта, в котором выделяются два крупных пегматитовых поля.

Пегматитовое поле Хартс-Рейндж находится в 200 км к северо-востоку от ж.-д. пункта Алис-Спрингс (Joklik, 1955). Залежи мусковита локализованы в многочисленных телах пегматитов верхнепротерозойского (700–600 млн. лет) и нижнепалеозойского (400 млн. лет) возраста. Мусковит в них очень высокого качества. Большая часть слюдоносных пегматитов залегает в богатых слюдой сланцах и гнейсах, относящихся к толщам Ириндина и Бреди. Простираение пегматитовых жил север-северо-западное субмеридиональное. Промышленный мусковит содержится в крупнозернистых пегматитовых телах месторождения Билли-Хагес, секущих сланцеватость вмещающих пород (рис. 41). Пегматиты состоят преимущественно из микроклин-пертита, альбит-олигоклаза, кварца и мусковита с подчиненным количеством биотита. Акцессорные минералы – гранат, турмалин, берилл, монацит, самарскит и бетафит. Для пегматитовых тел характерно зональное строение, причем промышленный пластинчатый мусковит обычно локализован в боковых зонах висячих боков.

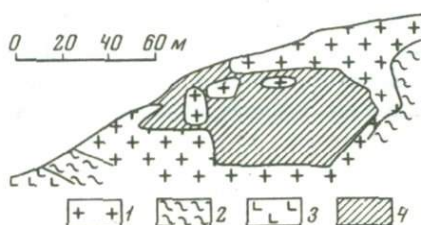


Рис. 41. Схематическая вертикальная проекция месторождения Билли-Хагес (Joklik, 1955)

1 – пегматит; 2 – слюдоносные сланцы и гнейсы; 3 – интрузивные породы основного состава; 4 – выработанный участок

Пегматитовое поле Пленти-Ривер располагается в 80 км к северо-востоку от центра района Хартс-Рейндж. Оно представлено небольшим количеством пегматитовых тел, залегающих в гранато-слюдяно-полевошпатовых гнейсах, аналогичных гнейсам толщи Бреди в Хартс-Рейндж. Месторождения аналогичны Хартс-Рейндж. Зональность пегматитовых тел становится более четкой по мере возрастания их мощности. Мусковит рассеян по всей ширине пегматитовых тел или локализован в краевых зонах.

Месторождение слюдоносных пегматитов Андиппа, расположенное в 15 км к северу от Хартс-Рейндж, было открыто в 1944 г. Вмещающими породами являются гнейсы Ириндина. Из этого месторождения получено небольшое количество слюды. В настоящее время рудник заброшен.

В хребте Стренгуэйс небольшое количество мусковита добыто из пегматитов Пинакл-Уэлл и других рудопроявлений. Мусковитоносные пегматиты, возможно, имеющие промышленное значение, отмечены также в 10 км к востоку от месторождения Барроу-Крик и в 100 км от ж.-д. пункта Алис-Спрингс.

Провинция Аранта поставляет почти весь мусковит, добываемый в Австралии. Общее количество мусковита, полученного в этом районе, составило 997 т чистой промышленной пластинчатой слюды, 94 т второсортного концентрата, 542 т слюдяной крошки и (в 1942–1944 гг.) 3,5 т флогопита. Большая часть продукции приходится на район Хартс-Рейндж.

Провинция Масгрейв

Пегматитовая провинция Масгрейв (штат Южная Австралия) приурочена к кристаллическому блоку того же названия, сложенному гранитизированными метаморфическими породами архея.

Складчатые структуры в районах интенсивных деформаций имеют меридиональные направления. Пегматитовые месторождения этой провинции связаны с крупными гранитными интрузиями, приуроченными к зоне активизации широтного простираения.

Весьма вероятно, что эта зона активизации обусловлена также байкальскими движениями в прогибе Амадиес и продолжается на запад в виде одновозрастного широтного пояса активизации, затронувшей северный край щита Йилгарн ("Вопросы геол. Австр.", 1965).

В хребте Масгрейв пегматиты развиты широко. Они образуют многочисленные некрупные тела, приуроченные к краевым частям чарнокитовой серии Эрнабелла и содержат ортит и торит. Пегматиты в основном слодоносные (поле Калгера), в небольшом количестве обнаружены танталит и берилл в Сентинел-Хилл и Гранит-Даунс. Возраст пегматитов Калгера 1070 млн. лет, Сентинел-Хилл 990 млн. лет, Эрнабелла 750 млн. лет, что соответствует верхнему протерозою.

Глава XI

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

УРАНОВЫЕ (С РЕДКИМИ ЗЕМЛЯМИ), МЕДНО- И ВОЛЬФРАМО-ВИСМУТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Провинция Пайн-Крик

Металлогеническая провинция Пайн-Крик, приуроченная к ниже-среднепротерозойскому складчатому поясу того же наименования, характеризуется интенсивной рудной минерализацией. Здесь известны проявления уранового, золотого, олово-вольфрамового, серебро-свинцового и другого оруденения. Наиболее интересное проявление редкометальной минерализации в пределах этой провинции связано с медно-урановым месторождением Рам-Джангл.

Месторождение Рам-Джангл

Медно-урановое месторождение Рам-Джангл, расположенное в 90 км к югу от порта Дарвин, было до последнего времени одним из основных поставщиков урана в Австралии.

Первая находка минералов меди в районе относится к 1869 г. Минералы урана были обнаружены в 1949 г.; рудная залежь была названа по имени открывшего ее Дж. Уайта рудником Уайт. С 1949 по 1952 г. Бюро минеральных ресурсов проводило в районе геологические и геофизические исследования, в процессе которых были открыты урановые месторождения Дайсон и Маунт-Фитч. Результаты этих работ приведены Сулливаном и Матесоном (Sullivan, Matheson, 1952), Фишером и Сулливаном (Fisher, Sullivan, 1954).

Район месторождения сложен кварцитами, конгломератами, доломитами, известняками и сланцами нижнепротерозойского возраста. Рудные залежи локализируются в деформированных пиритизированных графитовых сланцах формации Голден-Дайк. Нижнепротерозойские отложения имеют общее меридиональное простирание и смяты в обширные купольные структуры и малоамплитудные складки. Два массива изверженных пород: граниты Рам-Джангл и граниты Уотерхаус расположены в ядрах купольных структур. Граниты Рам-Джангл - сложный комплекс, представленный гнейсами, гранито-гнейсами, диоритами, гранитами, пегматитами, кварц-турмалиновыми жилами и долеритовыми дайками. Из всего этого многообразия пород только кварц-турмалиновые жилы и долеритовые дайки являются более молодыми, чем вмещающие комплекс осадочные толщи. Таким образом, значительная часть комплекса имеет архейский возраст. Сходным строением характеризуется и комплекс Уотерхаус.

Осадочные отложения и южная часть гранитного массива Рам-Джангл нарушены крупной сбросовой зоной Джайантс-Риф, имеющей северо-восточное простирание. Видимое горизонтальное смещение по разлому достигает 5 км. Этот

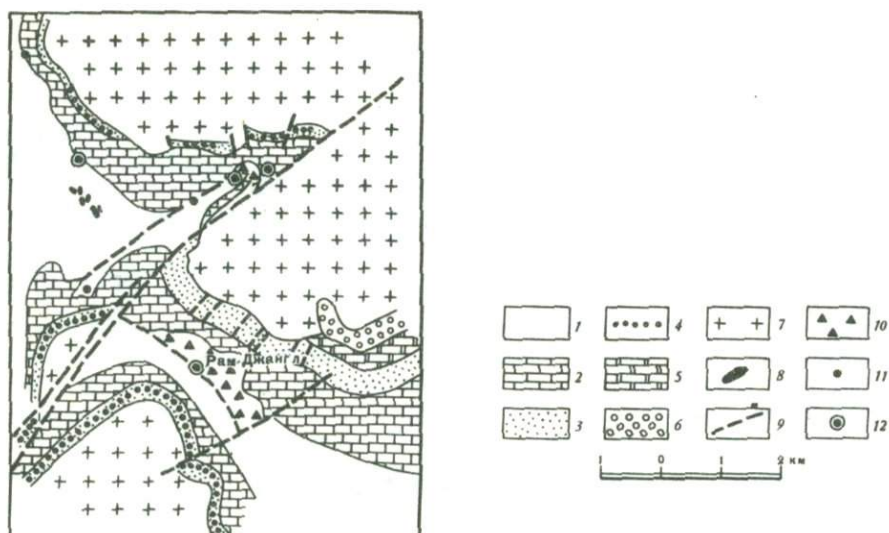


Рис. 42. Геологическая карта месторождения Рам-Джангл (Spratt, 1964)

1 - формация Голден-Дайк (сланцы, аргиллиты); 2 - доломиты Кумали; 3 - формация Кратер (граувакки, песчаники, кварциты); 4 - гематито-валунный конгломерат; 5 - доломиты Селиа-Крик; 6 - формация Бистоунс-Крик (кварциты, сланцы, конгломераты); 7-8 - изверженные породы: 7 - гранитные комплексы, 8 - долериты; 9 - разрывные нарушения; 10 - гематито-кварцевая брекчия; 11 - проявления свинцово-медного оруденения; 12 - медно-урановые рудные тела

разлом нарушает и синклиналиную структуру, расположенную между двумя куполами (рис. 42), и, прослеживаясь на расстояние 80 км, пересекает верхнепротерозойские отложения.

Рудные тела в Рам-Джангл располагаются в северо-западном крыле сброса Джайантс-Риф, которое сложено графитовыми кварц-серицитовыми сланцами, смятыми в складки и разбитыми второстепенными сбросами. Геологи Бюро минеральных ресурсов считают, что формирование сброса Джайантс-Риф связано с ослаблением определенной зоны земной коры, движения в которой происходили неоднократно, начиная с нижнего протерозоя и по крайней мере до верхнего протерозоя. Эти движения привели к значительным дислокациям пород, особенно в северной части района, в пределах которой и локализуются основные рудные залежи.

На месторождении разрабатываются четыре рудных участка: Уайт, Дайсон, Маунт-Бартон и Саут-Рам-Джангл-Крик (последний расположен в южном крыле разлома, в синклинали между гранитными массивами). Наиболее крупная из рудных залежей (Уайт) локализуется в сланцах и филлитах формации Голден-Дайк, заключенной между тремя зонами разломов: Норт-Саут на западе, Ист-Вест на северо-востоке и Главной зоной скальвания на юге (Pratt, 1965). Залежь делится на два нечетко обособленных рудных тела: 1) с медно-урановым оруденением и 2) с медно-кобальт-никель-свинцовым оруденением. Рудные тела расположены субпараллельно напластованию пород, имеют неровные границы и между ними наблюдаются постепенные переходы. В лежачем боку медно-уранового тела на глубине прослеживается доломит, а вблизи поверхности - аргиллит.

В медно-урановом рудном теле наблюдаются уранинит и вторичные минералы урана: торбернит, фосфуранилит, отунит, салеит, гуммит и иоганнит. Главные сульфидные минералы представлены халькопиритом, борнитом и пиритом. Кроме того присутствуют галенит, айкинит, самородный висмут, герсдорфит, халькозин, ковеллин, бурнонит, бравоит, минералы линнеит-карролитовой группы.

В медно-кобальт-никель-свинцовом рудном теле выделяются три зоны: медно-кобальтовая, кобальт-никелевая и кобальт-свинцовая. В медно-кобальтовой зоне главные сульфидные минералы – борнит, халькозин и пирит, более редки бурнонит и ковеллин. По направлению к лежащему боку залежи заметно увеличивается количество линнеита и карролита. В зоне окисления отмечаются малахит, азурит, халькозин, куприт, эритрин, халькотрихит, церуссит и самородная медь. В кобальт-никелевой зоне преобладают очень тонкозернистые линнеит-карролит, бравоит и герсдорфит. Изредка встречаются сульфиды меди и свинца. В кобальт-свинцовой зоне главным рудным минералом является галенит, более редки пирит, халькопирит, сфалерит и карролит.

При анализе образцов из рудных тел Рам-Джангл было установлено наличие небольших количеств Та, Ti и Y (возможно, за счет микровключений рутила).

Генезис месторождения Рам-Джангл, несмотря на большой объем горных работ, до сих пор недостаточно ясен. Предполагают два возможных источника оруденения: граниты и черные графитовые сланцы формации Голден-Дайк. По мнению Спратта (Spratt, 1965), месторождение еще недостаточно исследовано для однозначного решения этого вопроса. Робертс (1965) полагает, что урано-медная минерализация в районе связана с гидротермальными процессами, обусловленными воздействием гранитной интрузии, но этому противоречат возрастные соотношения рудовмещающих пород и гранитов (последние, по мнению многих исследователей, древнее). Более определенно высказывается в пользу сингенетично-осадочного происхождения руд этого месторождения Гарлик (Garlick, 1964), связывая формирование оруденения со смешиванием грунтовых и морских вод, содержащих полезные компоненты, в краевых частях континентальной шельфы. В.С. Домарев (1972), классифицируя разновозрастные месторождения медистых песчаников, относит Рам-Джангл к геосинклинальному типу по геотектоническим условиям образования и к подтипу месторождений в черносланцево-карбонатных формациях, образовавшихся в ранние этапы развития подвижных зон. С этой формацией связаны и другие сходные по генезису рудопроявления провинции Пайн-Крик. В месторождении Рам-Джангл отчетливо проявлена характерная особенность этого типа – многометалльный характер руд и разнообразие минеральных ассоциаций.

Провинция Теннант-Крик

Металлогеническая провинция Теннант-Крик, расположенная в северо-восточной части ниже-среднепротерозойского складчатого пояса Уоррамунга, характеризуется медно-золото-висмутовым и вольфрамо-висмутовым оруденением, сосредоточенным главным образом в двух рудных районах – Теннант-Крик и Хатчес-Крик.

В рудном районе Теннант-Крик медно-золото-висмутовое оруденение локализуется в нижнепротерозойских, преимущественно осадочных породах группы Уоррамунга. Вольфрамо-висмутовые рудные тела района Хатчес-Крик приурочены в основном к контактовым зонам гранитоидных интрузий с вулканогенно-осадочными отложениями среднепротерозойской группы Хатчес-Крик.

Рудный район Теннант-Крик

Рудный район Теннант-Крик, занимающий площадь 50×65 км, располагается приблизительно в 500 км к северу от г. Алис-Спрингс. До 1952 г. на месторождениях этого района добывали в основном золото. С 1952 г. с появлением в числе действующих крупнейшего рудника Пеко медь вытеснила золото и стала главным продуктом. Общая добыча в районе к июню 1962 г. составила 48 000 т меди и более 25 т золота. Две трети всей добычи золота и практически вся добыча меди приходится на 1952–1962 гг. Висмут извлекается из руд в качестве побочного продукта.

Наиболее древними породами в районе Теннант-Крик являются кварц-полевошпат-гранатовые гнейсы, условно относимые к архейским образованиям, хотя определений абсолютного возраста этих пород не имеется. Небольшие выходы

их известны в 32 км к запад-юго-западу от г. Теннант-Крик. Нижнепротерозойские отложения группы Уоррамунга представлены граувакками, алевритами и глинистыми сланцами, которые сменяются крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. Главная зона скалывания имеет северо-западную ориентировку. Линия этой зоны дробления маркируется рельефной группой кварцевых жил, особенно в районах Кварц-Хилл и Роки-Рейндж. К юго-западу от этой зоны простираение осей складок приблизительно широтное, углы падения пород около 60° , местами до 90° . Северо-восточнее зоны складчатость более открытая, и углы падения обычно $30-45^{\circ}$.

Структуры, в которых локализируются залежи магнетита и некоторые рудные тела, содержащие золото и сульфиды, образуют несколько групп. Наиболее широко развиты зоны скалывания и дробления, имеющие субширотное простираение ($90-100^{\circ}$), хотя большая часть их прослеживается на небольшие расстояния. Зоны смятия, ориентированные в восток-юго-восточном направлении ($105-110^{\circ}$), менее многочисленны, но среди них есть очень крупные структуры, такие как зона дробления Мери-Лейн-Мери-Энн, с ее возможной протяженностью до Ред-Блаф на западе и до рудника Лоун-Стар на востоке. В пределах рудного района отмечаются также зоны скалывания, ориентированные в восток-северо-восточном направлении (Cohn, 1965).

Отложения группы Уоррамунга интродуцированы серией пород, близких по времени формирования и представленным гранитными и адамеллитовыми комплексами, гранит-порфирами, кварц-полевошпатовыми порфирами и игнимбритами, выполняющими трубообразные вулканические полости.

Комплекс гранитных пород Кварц-Хилл-Уайт-Хилл занимает площадь 24×13 км в центре рудного района, на южной границе района выходы гранитных пород известны на площади 16×10 км. Интрузии порфиров невелики (около $5 \times 1,5$ км). С ними предположительно связывают генезис рудных тел района. Здесь известны также уралитизированные диориты, серпентиниты, долериты и большое количество лампрофировых некков и даек. Как предполагают, ни с одними из них промышленные рудные залежи этого района не связаны генетически.

Породы группы Уоррамунга к северу от Теннант-Крик перекрываются песчаниками Эшбартон, а к югу-отложениями группы Хатчес-Крик (нижний протерозой). Среднепротерозойские породы интродуцированы кислыми и основными изверженными породами и на отдельных участках несут рудную минерализацию (вольфрамитовые жилы района Хатчес-Крик). Следующей по возрасту, возможно верхнепротерозойской, является формация Райзинг-Сан, выходы которой в виде узкой полосы прослеживаются на юге района.

Широкое распространение залежей магнетита — одна из характерных особенностей района Теннант-Крик, имеющая важное значение, так как большинство известных золоторудных и меднорудных тел приурочено к этим залежам, локализуясь в них или тесно ассоциируя с ними. Кварцево-магнетитовые залежи выше уровня грунтовых вод изменяются до гематитовых. Зона окисления прослеживается до глубины около 60 м.

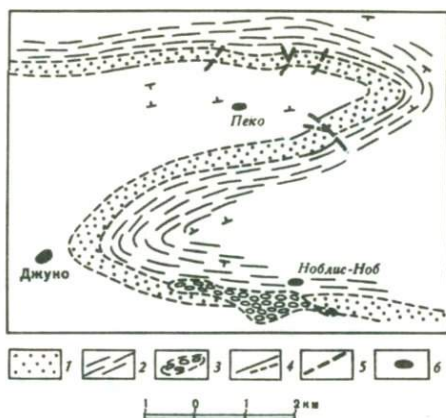
Большинство магнетитовых залежей линзовидные или плитообразные, их ширина от нескольких сантиметров до 12 м, длина до нескольких сотен метров. Наиболее крупные залежи локализируются в разломах или зонах скалывания, многие из них приурочены к пересечениям этих зон с благоприятными слоями, такими как гематитовые глинистые сланцы.

Другая группа залежей образуется в виде метасоматических тел в гематитовых глинистых сланцах, а магнетитовые тела третьей группы развиваются на границе некоторых наиболее крупных интрузий порфиров, особенно в случае согласных контактов.

Тесная ассоциация магнетитовых залежей с гематитовыми глинистыми сланцами послужила основанием для предположения, что они, возможно, являются продуктом мобилизации и концентрации окислов железа, первоначально рассеянных в осадочных породах. Но многочисленными спектрохимическими определениями малых элементов установлено, что рассеянные в сланцах окислы железа содержат Cr, Mn, V, Ba и Ag, указывающие на вероятное сингенетичное с вме-

Рис. 43. Схематическая геологическая карта района Теннант-Крик (Elliston, 1969)

1 - туфоподобные метаморфизованные породы; 2 - глинистые сланцы; 3 - конгломераты; 4 - геологические границы; 5 - сбросы; 6 - рудные тела



шаюшими породами происхождение, тогда как магнетиты сравнительно богаты Bi, W, Ge и Mo —элементами, связанными, видимо, с эпitherмальными месторождениями (Grohn, 1965).

Кроме магнетитовых залежей, в районе встречаются пластовые тела роговиков и брекчий, окрашенные в красный цвет, с небольшой примесью окислов железа, приуроченные к границам порфировых интрузий. По-видимому, эти тела формировались ранее, чем залежи магнетита.

Известные золото-медно-висмутовые месторождения района Теннант-Крик (рис. 43) локализируются в различных структурных условиях. Наряду с приуроченностью рудных тел к массивным кварц-гематитовым и кварц-магнетитовым залежам наблюдается связь их с зонами брекчирования в осадочных отложениях (преимущественно в аргиллитах), в которых отмечается лишь незначительное проявление окислов железа.

Основная часть разрабатывавшихся золоторудных месторождений связана с наиболее массивными магнетитами, хотя чаще более богатое золотое оруденение находится в брекчированных осадочных породах, примыкающих к магнетитовым залежам. Можно говорить также о некоторой роли стратиграфического контроля в локализации золото-медно-висмутового оруденения, так как отмечается концентрация наиболее продуктивных рудников в непосредственной близости к гематитовым сланцам. Наиболее крупные золоторудные месторождения этого района — Блу-Мун, Эльдorado, Ноблис-Ноб и Уипет.

Медно-висмутовые месторождения приурочены к зонам скалывания. Наибольшая добыча меди в районе — на месторождениях Пеко и Джуно. В Пеко центральная часть кварц-магнетитового трубообразного тела замещена массивными сульфидными рудами, состоящими из пирита, пирротина и халькопирита. По форме кварц-магнетитовое трубообразное тело Пеко отличается от обычных для этого рудного района плитообразных залежей. Это объясняют либо избирательным замещением нарушенного оползнем пласта конгломератов, либо пересечением двух зон дробления, одна из которых субпараллельна напластованию и ориентирована широтно, другая, крутопадающая, имеет северо-восточное простирание.

Висмутовые минералы — висмутин и самородный висмут — встречаются и в золоторудных месторождениях (Нортерн-Стар-Майн, Уипет), содержание висмута в которых колеблется от 0,5 до 1,1%, и в медных залежах рудников Пеко и Джуно, где содержание висмута достигает 1,35%. Производство медно-золото-висмутовых концентратов на руднике Джуно началось в 1967 г. и за два месяца этого года составило 106,2 т при содержании в них висмута 11,4 т. Все концентраты, производимые на руднике Пеко, экспортировались, главным образом в Японию.

Месторождение Хатчес-Крик

Рудное поле Хатчес-Крик расположено в хребте Девенпорт, в 450 км к северо-востоку от г. Алис-Спрингс. Вольфрам на Хатчес-Крик впервые был найден в 1914 г. Начиная с 1919 г. на месторождении ежегодно добывается 100 т воль-

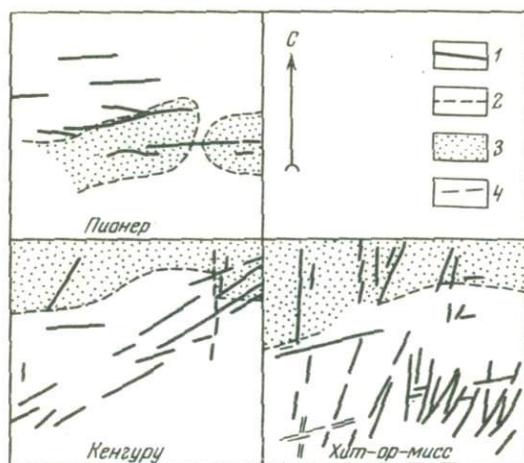


Рис. 44. Схема расположения рудных тел на месторождении Хатчес-Крик (Райан, 1965)

1 — рудное тело; 2 — геологические границы; 3 — осадочные породы; 4 — сбросы

фрамита. Интенсивность горных работ на месторождении зависит от цен на вольфрам. Наиболее высокая добыча зафиксирована в 1941 г., когда была произведена 241 т концентрата (Sullivan, 1953).

Район месторождения сложен толщей осадочных и эффузивных пород группы Хатчес-Крик, прорванных габбровым интрузивом (габбро Педлар), а также интрузиями полевошпатовых порфиров и гранитов (Райан, 1965). Породы группы Хатчес-Крик в районе месторождения представлены граувакками, песчаниками, кварцитами и прослоями алевролитов и сланцев. Две пачки вулканогенных пород залегают в верхней части разреза. Среди вулканических пород широко распространены порфиры, андезиты и лампрофиры. В пределах месторождения породы смяты в пологие куполовидные складки. В ядре обширного купола в 5 км к югу от месторождения залегают крупные тела полевошпатовых порфиров, прорванных гранитами, с которыми связывают генезис вольфрамо-висмутовых жил Хатчес-Крик.

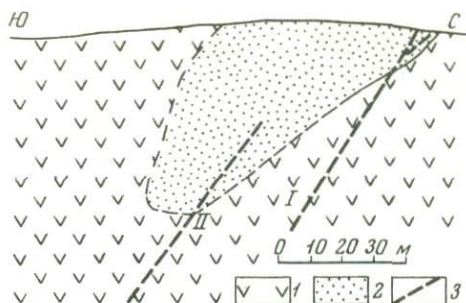
Возраст гранитов района Хатчес-Крик равен по одним определениям (Hugley et al., 1961, 2) 1480 млн. лет, по другим 1440 млн. лет. Так как эти граниты прорывают породы группы Хатчес-Крик, то ее относят к среднему протерозою. Двуслюдяные микроклиновые граниты района Хатчес-Крик сходны и одновозрастны с гранитами в районе медно-золото-висмутового месторождения Теннант-Крик (Ivanac, 1953). Отложения группы Хатчес-Крик перекрыты горизонтально залегающими породами кембрийского возраста.

Общее направление осей крупных складчатых структур в хребте Девенпорт — запад-северо-западное. В районе Хатчес-Крик ориентировка осей складок резко изменяется до северо-восточной. Складки разделены куполообразными поднятиями, часть которых (как и некоторые крупные антиклинали) прорвана интрузиями. Крупнейшее разрывное нарушение района — зона Миа-Миа — представляет широкую (до 0,5 км) сложную сбросовую зону, имеющую северо-восточную 20° ориентировку. Сходная, но более сложная и не столь отчетливо выраженная зона нарушений располагается на востоке долины Хит-ор-Мисс. Эти две зоны ограничивают месторождение с востока и запада. За их пределами не выявлено ни одного рудного тела. Между зонами главных нарушений прослеживаются менее крупные сбросы, субпараллельные этим зонам.

Большинство рудных тел месторождения Хатчес-Крик залегают в сбросовых трещинах, секущих вкрест простираения вулканогенно-осадочные породы группы Хатчес-Крик. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с вольфрамитом, висмутином и другими минералами и образуют группы, обусловленные системами благоприятных для рудоотложения трещин (рис. 44). Углы падения рудных тел от 40° до вертикальных, протяженность 75–165 м, а отдельных рудных тел до 600 м. Наиболее благоприятны для рудоотложения и образования богатых рудных залежей участки пересечения плотных вулканических пород нормальным сбросом, так как при этом возникают ровные открытые трещины большой протяженности (рудная зона Кенгуру длиной 1,5 км, см. рис. 44).

Рис. 45. Вольфрамо-висмутовое месторождение Хатчес-Крик, разрез рудника Пионер (Sullivan, 1953₂)

1 - амфиболиты; 2 - тонкозернистые песчаники и кварциты; 3 - рудные жилы I (северная) и II (южная)



Рудное поле Хатчес-Крик занимает площадь 26 км² и в его пределах разрабатывается более 50 жил. Средняя мощность жил 30 см, но иногда достигает 1,5 м. На некоторых участках рудного поля, например на руднике Пионер, жилы субпараллельны поверхностям напластования, мощность их в таких случаях обычно небольшая, а качество руды низкое. Там же, где жилы являются секущими к напластованию пород, увеличивается их мощность, а качество руд более высокое. Основная добыча на руднике Пионер производится из двух жил (рис. 45). В одной из них рудный столб имеет длину 110 м при ширине 34 см и среднем содержании WO₃ 2,46%. В другой жиле разрабатывается рудный столб длиной 60 м и мощностью 27 см, содержание WO₃ 3,49%. По данным химических анализов руда из этих жил содержит 0,5% Bi. Проба, показавшая содержание висмута в руде 1% (при 5,6% окиси вольфрама), была отобрана при бурении (на глубине 90 м). Среднее содержание вольфрама в жилах 1,5% WO₃. Наиболее богатые участки месторождения содержат от 2 до 3,5% WO₃.

Главные рудные минералы на месторождении - вольфрамит и шеелит, второстепенные - минералы меди, висмута, молибдена, железа, свинца и олова. Среди жильных преобладают белый массивный кварц, мусковит и биотит. Полевой шпат развит в рудных жилах, которые залегают в габбро Педлар. Второстепенные жильные минералы - серицит, эпидот, турмалин, циркон, гранат и флюорит - приурочены в основном к жилам, залегающим в изверженных породах.

Вольфрамит наблюдается в виде крупных серых таблитчатых кристаллов или более темных мелкозернистых массивных выделений. Шеелит развит в рудных телах, которые частично или полностью залегают в изверженных породах. На верхних горизонтах рудника Пионер шеелит слагает до 60% руды. Самородный висмут, висмутин и бисмутит широко развиты на руднике Пионер. На других участках месторождения содержание висмута в рудах невелико и извлечение его нерентабельно. В 1 т висмута содержится до 6,2208 г золота (Jensen, 1965). Минералы меди практически присутствуют в каждом рудном теле месторождения, но содержание их изменяется от незначительных включений до 50% общего количества рудных минералов. На участке Хит-ор-Мисс руду обогащают с целью получения медного концентрата. На 1 т концентратов из рудника Пионер приходится от 2,1 до 7,7 г золота, содержание которого с глубиной возрастает.

В пределах месторождения Хатчес-Крик были выделены три типа оруденения с характерной для каждого минералогической ассоциацией. Вольфрамит-шеелитовый тип оруденения (группа рудных залежей Пионер) отличается преобладающим развитием шеелита и отмечается в рудных телах, залегающих в габбро Педлар или в других изверженных породах. В рудных телах широко развит висмутин, в небольших количествах присутствуют молибденит и минералы меди. Для вольфрамит-медного типа оруденения характерно большое количество минералов меди. Шеелит встречается редко. Висмутин и молибденит наблюдаются в небольших количествах. Рудные тела залегают в вулканогенных породах. Вольфрамитовые рудные тела (третий тип оруденения) залегают в основном в осадочных и вулканогенных породах (рудник Трежер) и отличаются почти полным отсутствием других минералов, кроме вольфрамита, кварца и слюд.

Висмут добывается только на руднике Пионер. Получаемый здесь висмутовый концентрат содержит золото и небольшое количество меди. Увеличение содержания висмута в рудах отмечалось в зоне окисления, а также в первичных рудах с глубиной. В различные периоды добыча висмута изменялись от 0,08 т (1946 г.) до 3,56 т (1943 г.) и 3,76 т (1945 г.). Содержание висмута в висмутовых концентратах этого месторождения составляет 6–8%.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ (С КАДМИЕМ), УРАНОВЫЕ (С РЕДКИМИ ЗЕМЛЯМИ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Провинция Маунт-Айза

Меридионально ориентированный ниже-среднепротерозойский складчатый пояс Маунт-Айза характеризуется широко развитой и очень важной в промышленном отношении медной, свинцово-цинковой, урано-редкоземельной, танталовой, бериллиевой и другой минерализацией (Carter et al., 1961). По особенностям осадконакопления и последующей истории тектонического развития в провинции выделяются два крупных региона, представлявших в свое время западный и восточный трюги крупной геосинклинали. К западному из них приурочено полиметаллическое месторождение Маунт-Айза и меднорудное (с селеном) Дачесс, к восточному – урано-редкоземельное месторождение Мэри-Катлин.

В провинции Маунт-Айза выделяются также два пегматитовых пояса – Майка-Крик и Гала-Крик. Пегматиты генетически связаны с нижепротерозойскими гранитами Сибелла. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы толщи Истерн-Крик подверглись региональному низкотемпературному метаморфизму и более высокотемпературным контактово-метаморфическими изменениям, связанным с внедрением гранитов Сибелла.

Месторождение Маунт-Айза

Стратиформное полиметаллическое месторождение Маунт-Айза, расположенное в 900 км к западу от г. Таунсвилл, начало разрабатываться в 1930 г. Руды месторождения характеризуются высоким содержанием свинца, цинка, серебра и меди и, кроме того, присутствуют кадмий и селен (до 1960 г. добыто 15 т кадмия).

Наиболее древние отложения в районе – породы метаморфического комплекса Яринга (нижний протерозой) – развиты юго-восточнее месторождения и представлены гнейсами, кварц-сланцевыми сланцами, кварцитами и конгломератами. Залегающий на породах комплекса Яринга метаморфический комплекс Лейкхардт распространен за пределами рудного района к востоку от месторождения Маунт-Айза и сложен дацитовыми и риолитовыми лавами, сланцами и гнейсами (рис. 46).

Породам среднепротерозойской формации Аргилла (свита кислых вулканитов), развитой в восточной части провинции Маунт-Айза, в районе месторождения соответствуют кварциты Линдер и Маунт-Гайд, перекрытые по направлению к востоку вулканическими породами Истерн-Крик (переслаивающиеся базальты, туфы и агломераты). Выше залегают кварциты, песчаники, алевролиты и конгломераты (с подчиненными риолитами и базальтами) слоев Джудин. В стратиграфическом разрезе им соответствуют слои Майолли, представленные кварцитовыми песчаниками и прослоями конгломератов и галечников. Породы Истерн-Крик и слои Майолли перекрыты отложениями группы Маунт-Айза, в которых локализуется оруденение.

Сложный комплекс интрузивных пород, обнажающихся к востоку от Маунт-Айза, носит наименование "граниты Калкадун". Батолит, сложенный преимущественно гранодиоритами с подчиненными количествами гранито-гнейсов и адаметлитов (на западном фланге), интрузирует большую часть нижепротерозойских отложений (Smith, 1967). Отложения группы Маунт-Айза не интрузируются адаметлитами Калкадун (Farquharson, Wilson, 1971). Возраст ранней фазы грани-

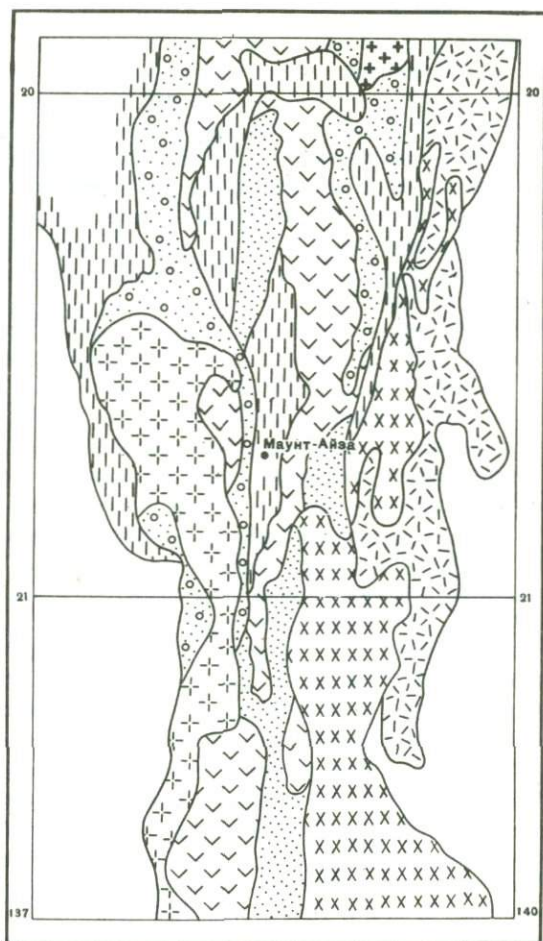
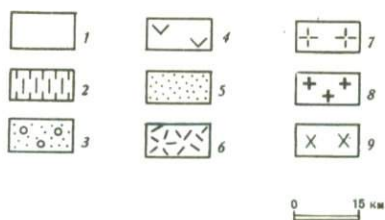


Рис. 46. Геологическая карта района Маунт-Айза (по Carter et al., 1961) с изменениями Farquharson, Wilson, 1971)

1 - аллювий; 2 - сланцы Маунт-Айза; 3 - слои Майолли; 4 - вулканиты Истерн-Крик; 5 - кварциты Маунт-Гайд; 6 - метаморфические породы Лейкхардт и Аргилла; интрузивные породы: 7 - граниты Сибелла; 8 - граниты Ивен; 9 - граниты Калкадун

тов Калкадун 1930 ± 51 млн. лет. Их внедрение сопровождалось региональным метаморфизмом и первой генерацией складкообразования, которая проявлена во всех нижнепротерозойских отложениях района, включая и группу Маунт-Айза. Следовательно, максимальный возраст первоначального осадконакопления в районе $> 1930 \pm 51$ млн. лет. Следующая фаза комплекса Калкадун - адамеллиты имеет 1785 млн. лет (Farquharson, Wilson, 1971).

Гранит Сибелла, который обнажается к западу от Маунт-Айза, также представлен сложным комплексом (преимущественно гранит-порфиров), внедрившимся около 1655 млн. лет назад и интродированным в свою очередь микрогранитами и пегматитами возраста 1560 млн. лет. Большая часть гранитного комплекса Сибелла сопровождает вторую генерацию складкообразования. Граниты Сибелла и гранодиориты Калкадун имеют характер синорогенных интрузий.

Структурными наблюдениями Уилсона в 1970 г. установлены три фазы деформаций. Складки первой генерации - узкие, сжатые, изоклинальные. Отмечается сильный кливаж. Складки второй генерации сравнительно открытые с незначительным проявлением кливажа, разделяются зонами разломов. Третья генерация имеет второстепенное значение и представлена небольшими открытыми складками. С первыми двумя основными этапами складкообразования связаны две фазы метаморфизма: первая - региональный метаморфизм от низких, зеленосланцевых до средних, амфиболитовых фаций, вторая - локальный регрессивный метаморфизм, во время которого амфиболитовая фация местами регрессировала до зеленосланцевой.

Вмещающие полиметаллическое оруденение сланцы Маунт-Айза являются здесь наиболее молодыми отложениями протерозойского разреза (Bennett, 1965). Они перекрывают вулканические породы Истерн-Крик и слои Майолли и имеют

тектонический контакт со слоями Джудин. Полагают, что сланцы Маунт-Айза отлагались в глубоком трюге или краевом прогибе. Формация сложена глинистыми, кремнистыми, доломитизированными, углистыми сланцами и алевролитами. Выходы этих пород прослеживаются в виде узкого меридионально ориентированного пояса протяженностью около 90 км и шириной до 13 км.

В районе месторождения Маунт-Айза в толще глинистых сланцев залегает пачка зеленокаменных пород, стратиграфическое положение и природа которых неясны. Некоторые исследователи предполагают, что это метаморфизованные основные изверженные породы, хотя в таком случае при общем сравнительно слабом метаморфизме всех пород формации Маунт-Айза следует говорить скорее об автометаморфизме.

В районе преобладают широкие погружающиеся к северу антиклинали, разделенные узкими синклиналями. Простирание осей складок субмеридиональное. Углы падения пород, слагающих антиклинали, $55-65^{\circ}$, редко вертикальные, в крыльях синклиналей - $40-50^{\circ}$ (Картер, Брукс, 1965). Развитые здесь сбросовые нарушения имеют северо-западное и северо-восточное простирание, образуя сопряженную систему. Горизонтальные смещения по сбросам - первые сотни метров, вертикальные - более значительные. Наиболее крупная структура, ограничивающая рудный район с запада, - сброс Маунт-Гордон. Следующий за ним к западу сброс Маунт-Айза представляет собой крутой обратный сброс, поверхность которого падает на запад под углом 65° . Восточнее проходит параллельный ему сброс Лейкхардт.

Рудные тела месторождения Маунт-Айза локализируются в широкой (до 900 м) меридионально ориентированной зоне в складчатых тонкослоистых углистых сланцах. В зоне оруденения сланцы интенсивно окремнены и доломитизированы и рудные залежи приурочены к крупным кремнисто-доломитовым телам. На месторождении наблюдается довольно четкое обособление медных и серебро-свинцово-цинковых рудных тел, представляющих собой пачки глинистых сланцев, содержащие промышленные концентрации сульфидных руд. Стратиформные рудные тела имеют четкие контакты с вмещающими породами.

Известны три основных свинцово-цинковых рудных тела: Блек-Стар, Блек-Рок и Рио-Гранде. Рудные тела расположены кулисообразно и в плане, и в разрезе (рис. 47). Для руд типична ассоциация мелкозернистого сфалерита, галенита и пирита с небольшим количеством пирротина, арсенопирита, тетраэдрита и халькопирита. Сфалерит содержит 0,18% Cd. В зоне окисления в небольших количествах наблюдаются миметизит, прустит, пираргирит и полибазит. На участке Блек-Стар некоторые рудные тела сближены и породы между ними минерализованы. Рудные тела Блек-Стар являются самыми крупными. На Блек-Рок и Рио-Гранде рудные тела меньшей мощности (обычно 1,2-3,6 м, редко до 12 м) и содержат более богатые сульфидные руды, чем на Блек-Стар. Для всех трех участков характерно наличие смятых рудных тел. Исследования воздействия деформации на рудные прослои, проведенные Мак-Дональдом (McDonald, 1970), показали значительное перераспределение рудных компонентов, вызванное деформацией.

Меднорудные тела наблюдаются на всех трех участках и между ними. Меднорудное тело Блек-Стар вытянуто в меридиональном направлении, имеет северное склонение и прослежено на 300 м. Оно состоит из нескольких рудных штоков, общая мощность его 42 м. Рудное тело сложено массивными сульфидными рудами, состоящими из халькопирита, пирротина и подчиненного количества сфалерита. В небольших количествах встречаются пирит, арсенопирит, кобальтин, марказит, халькостибнит, галенит, дискразит, джемсонит, магнетит, золото и рутил. Медная руда содержит 0,002% Sb и 0,024% As. Другие меднорудные тела меньшей протяженности (около 110 м) и мощности (до 12 м) отмечаются между Блек-Стар и Рио-Гранде. Предполагают, что локальный структурный контроль для меднорудных залежей и штоков - поперечные трещины в кремнисто-доломитовых телах, а для свинцово-цинковых рудных тел - трещины, параллельные напластованию и сланцеватости в тонкослоистых глинистых сланцах. Смит (Smith, 1966) отмечал широкое развитие вторичной минерализации на месторождении, в зонах дробления и трещиноватости пород.

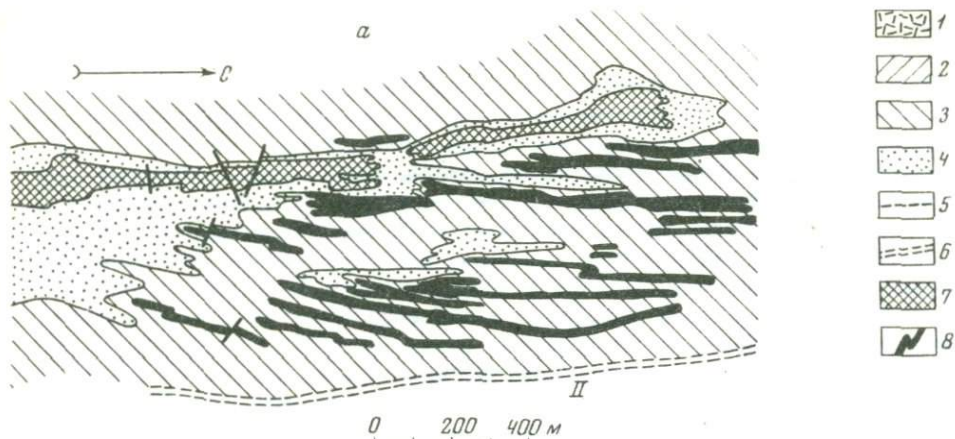
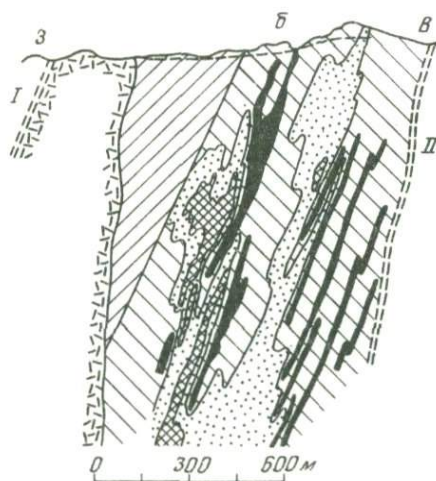


Рис. 47. Месторождение Маунт-Айза: а - геологический план 11-го горизонта (490 м), б - разрез через Северный участок (Bennett, 1965)

1 - вулканы; 2 - доломитистые алевролиты (формации Кеннеди и Спир); 3 - глинистые сланцы (формация Уркхарт); 4 - окремненные доломиты; 5 - граница зоны окисления; 6 - тектонические зоны смятия (I - Маунт-Айза, II - Рейскурс); 7 - меднорудные тела; 8 - серебро-свинцово-цинковые рудные тела



По вопросу генезиса месторождения Маунт-Айза высказывались различные точки зрения. Некоторые исследователи связывают формирование оруденения в этом районе с конечной фазой внедрения нижнепротерозойских гранитов. Допускают также связь между оруденением в Маунт-Айза и пегматитами района Майка-Крик, хотя очевидных доказательств этого не найдено. Была выдвинута гипотеза сингенетичности сульфидов Маунт-Айза, сконцентрированных в постседиментационных структурах в результате миграции, обусловленной увеличением температуры пород.

Остик и др. (Ostic et al., 1967), отмечая хорошо выраженную полосчатость в свинцово-цинковых рудах, параллельную слоистости вмещающих пород, и значительное содержание в породах тонкого девитрифицированного вулканического пепла, делают вывод о формировании руд Маунт-Айза среди прибрежных вулканогенно-осадочных отложений в условиях островной дуги. Очень подробное обоснование вулканогенно-осадочного происхождения месторождения Маунт-Айза приводит Уильямс (Williams, 1965). Изучение некоторых особенностей сульфидной минерализации и исследование изотопного состава серы, входящей в состав сульфидных минералов, приводит П. Соломона к выводу об осадочной аккумуляции рудных компонентов и биогенном происхождении серы (Solomon, 1965). Сингенетично-ремобилизованное происхождение рудных залежей обосновывают Хьюэт и Соломон (Hewett, Solomon, 1964).

Фолинсби (1972), рассматривая особенности металлогении докембрия, отмечает, что большинство крупных пластообразных полиметаллических месторождений (в том числе Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер) образовались после глобального цикла гранитного магматизма, последовавшего за отложением полосчатых железорудных формаций, и считает доказательства, приводимые в пользу осадочно-

вулканогенного генезиса этих месторождений, достаточно убедительными. В.В. Домарев (1972) относит Маунт-Айза к типу осадочных месторождений меди в черносланцевых карбонатных формациях, обогащенных углистым материалом, образующихся в ранние этапы развития подвижных зон, характеризующихся многометальным составом руд и разнообразием рудных минералов.

В рудах месторождения Маунт-Айза, кроме свинца, цинка, меди и серебра, содержатся кадмий, таллий, теллур и селен. Отношение кадмия к цинку составляет 1:340. За последние годы добыча кадмия на месторождении резко увеличилась. Так, по штату Квинсленд (из руд месторождения Маунт-Айза) было произведено кадмия (в концентратах): в 1965 г. 90 т, 1966 г. 132 т, 1967 г. 160 т, 1968 г. 261 т. Увеличение производства кадмия является естественным следствием увеличения производства цинка на руднике.

Значительные содержания кадмия отмечаются также в свинцово-цинковых рудах месторождения Лон-Хилл, расположенного к северу от Маунт-Айза (содержание кадмия в руде 0,1%). На свинцово-плавильном заводе в Маунт-Айза ежегодно извлекается несколько тонн $Pb-Cd$ пыли из мешочных фильтров. Сфалериты и галениты из руд Маунт-Айза содержат 0,0001% селена.

Месторождение Маунт-Айза по производству основных компонентов является первым поставщиком меди в Австралии и занимает второе место (после Брокен-Хилла) по производству свинца и цинка. Общая добыча с начала разработок (1931 г.) до 30 июня 1969 г. на руднике Маунт-Айза составила: 1661183 т свинца, 812710 т цинка, 838305 т меди и 139397536 унций серебра. Запасы руды на 30 июня 1969 г. составили: 75000000 т медной руды с содержанием 3% меди и 45000000 т руды с содержанием 7,2% свинца, 5,6% цинка и 5,2 унции серебра на 1 т.

В 19 км к северу от рудника Маунт-Айза найдены новые свинцово-цинковые стратиформные рудные тела такого же типа, в аналогичных отложениях – месторождение Хилтон, начало добычи на котором проектируется на 1975 г. (Bennet, 1970). Запасы на месторождении Хилтон оцениваются в 35000000 т руды с содержанием 7,7% свинца, 9,6% цинка и 5,8 унций серебра на 1 т. Разведочные работы на месторождении Хилтон, которые ведутся и в настоящее время, позволяют ожидать существенного увеличения запасов.

Далеко за пределами складчатого протерозойского пояса Маунт-Айза, в 600 км к северо-западу от рудника Маунт-Айза, имеется крупное свинцово-цинковое месторождение Мак-Артур-Ривер. Это месторождение по существу является платформенным аналогом месторождения Маунт-Айза.

Рудовмещающие породы группы Мак-Артур имеют значительное фациальное сходство с породами группы Маунт-Айза, хотя характер складчатости в них различный и на месторождении Мак-Артур-Ривер полностью отсутствуют проявления метаморфизма. Изредка наблюдается слабая серицитизация пород.

Свинцово-цинковое месторождение Мак-Артур-Ривер (см. рис. 8) было открыто в 1955 г. при поисковых работах, проводимых горной компанией Маунт-Айза. Стратиформные серебро-свинцово-цинковые рудные тела залегают в верхнепротерозойских осадочных породах. В разрезе верхнепротерозойских пород в районе месторождения выделяются три группы. Наиболее молодые отложения группы Ропер – преимущественно песчаные породы, несогласно залегающие на существенно известковистых породах группы Мак-Артур. Наиболее древняя группа отложений – Тавалла – представлена породами песчанистого состава.

Оруденение локализуется в одной из пачек группы Мак-Артур. Максимальная мощность отложений группы Мак-Артур 1800 м. Основание разреза сложено массивными узловатыми доломитами (1200 м). Выше залегают тонкослоистые доломиты, аргиллиты, пиритизированные черные сланцы и зеленые стекловатые туфы пачки Берни. Нижние слои этой пачки – тонкослоистые доломиты – имеют очень большую протяженность, а распространение верхних пластов – зеленых туфов и черных рудовмещающих сланцев ограничено прогибом Балбэрра.

Туфы очень тонкозернистые, сложены в основном субмикроскопическими обломками полевых шпатов. Мощность туфогенных образований на участке месторождения максимальная, на границах района осадконакопления уменьшается до нуля. Пиритизированные сланцы, перекрывающие зеленые туфы в депрессии Балбэрра, развиты также в других небольших прогибах в районе Мак-Артур-Ривер.

Мощность сланцев, максимальная в осевых частях прогиба Балбэрра (120 м), на его границах уменьшается до нуля.

Выше пачки Берни залегают слоистые доломиты. Площадь их распространения не ограничивается прогибом Балбэрра. Несогласно перекрывающие их известковистые и пиритизированные сланцы толщи Линот также широко распространены. Выходы их известны далеко за пределами прогиба Балбэрра. Пиритизированные сланцы толщи Линот, по внешнему облику сходные с рудовмещающими пиритизированными сланцами пачки Берни, местами несут лишь слабые следы свинцовой и цинковой минерализации. Черные рудоносные доломитистые углистые пиритизированные сланцы переслаиваются с пластами кальцилотита, несущего следы начального межформационного брекчирования. В районе месторождения отложения группы Мак-Артур смяты в широкие мульдообразные складки с простиранием на северо-восток 20 и 70° , круглым падением крыльев и плоским дном. В пределах месторождения известно несколько сбросов с небольшими амплитудами смещения.

Рудная минерализация представлена тонкими согласными с напластованием сульфидными прослойками в сланцах. Рудные минералы – пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит и арсенопирит – имеют тонкозернистое строение.

Пирит встречается в виде отдельных субгедральных зерен размером 3–5 мк, отдельных концентрически зональных кристаллов диаметром до 15 мк или сростков и скоплений кристаллов и, наконец, массивных агрегатов в сростании с галенитом и сфалеритом.

Сфалерит – наиболее широко распространенный рудный минерал, исключительно тонкозернистый (до 1 мк в диаметре). Редко встречаются зерна до 60 мк. Массивный сфалерит ассоциирует с пиритом.

Галенит преимущественно тонкозернистый (1–3 мк в диаметре). Крупнозернистый галенит ассоциирует со сфалеритом и массивным пиритом. Марказит, халькопирит и арсенопирит встречаются сравнительно редко. Среди жильных минералов преобладают карбонаты: доломит и кальцит.

Месторождение имеет в плане форму вытянутого полуэллипса, на западе оканчивающегося моноклиальной складкой. Рудные тела плитообразной формы располагаются одно над другим и разделены безрудными горизонтами. В направлении снизу вверх площади рудных тел постепенно сужаются.

Исследования месторождения Мак-Артур-Ривер находятся еще на ранних стадиях, поэтому судить о генезисе оруденения можно лишь предположительно. В настоящее время при разведке и поисках рудных тел в районе месторождения исходят из предположения, что минерализованные пиритизированные сланцы отлагались в фациальных условиях, благоприятных для химического или биохимического осаждения сульфидов. Имеются доказательства того, что прогиб Балбэрра был мелководным бассейном повышенной солености в период, непосредственно предшествовавший отложению рудоносной пачки Берни.

Рудные тела не подвергались какому-либо воздействию метаморфизма или метасоматоза, и месторождение, по мнению Коттона (Cotton, 1965), является типичным примером стратиформного, согласно залегающего сульфидного месторождения, образовавшегося в мелководном бассейне в платформенных условиях. Кроксфорд и Джефкот (Croxford, 1968; Croxford, Jephcott, 1972) на основании детальных минералогических исследований высказывают предположение о вулканогенно-осадочном происхождении месторождения.

Месторождение Дачесс

Меднорудное месторождение Дачесс, расположенное в 88 км к юго-западу от г. Клонкарри, было открыто в 1905 г. и разрабатывалось компанией Хемпден-Клонкарри до 1920 г. Оно было единственным рудником в этом районе. За период разработки получено 24 747 т меди из 201 468 т руды, содержавшей в среднем 12,3% меди. Шахта была пройдена до глубины 300 м, но ниже 255 м рудное тело оказалось непромышленным.

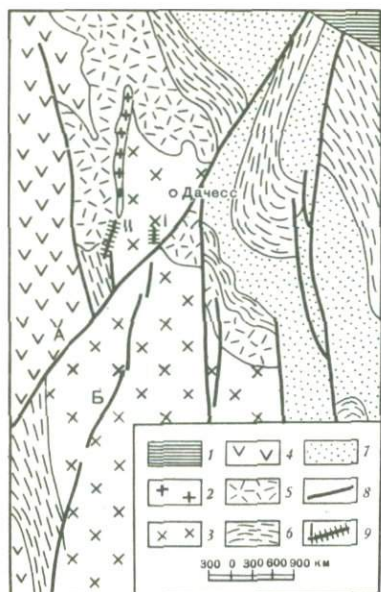


Рис. 48. Геологическая карта района месторождения Дачесс (Broadhurst, 1953)

1 - глинистые сланцы и известняки кембрия; 2-7 - докембрий: 2 - граниты, 3 - габбро и амфиболиты; 4 - амфиболиты; 5 - скаполитовые породы; 6 - косослоистые отложения; 7 - песчаники; 8 - разломы (А - сброс Рэйлвей) и зоны смятия (Б - Дачесс-Джуэнбарра); 9 - рудные залежи: I - Дачесс, II - Айвенго

Наиболее древние породы в районе - докембрийские осадочно-вулканогенные отложения, в различной степени метаморфизованные, перекрываются полого залегающими и неизменными кембрийскими сланцами и известняками. Контакт несогласный (Broadhurst, 1953).

В участках проявления наиболее интенсивного метаморфизма вблизи Дачесс докембрийские породы содержат пачки скаполит-гранатовых мраморов. Еще ближе к месторождению встречаются скаполит-роговообманковые гранулиты, постепенно переходящие в скаполит-гранатовые мраморы. Холм на южном конце участка Айвенго-Лод состоит из скаполит-пироксен-роговообманковой породы с большим количеством очень крупных зерен сфена. Изменение песчаников в зонах разломов похоже на гранитизацию.

Докембрийские отложения смяты в антиклинальную структуру, осложненную разрывными нарушениями (рис. 48). Тектонические нарушения выражены в виде: 1) сбросовых зон (зоны ослабленных и измененных пород); 2) зон расщепления с повышенной слюдоносностью пород; 3) зон дробления с окремнением и гранитизацией; 4) зон скалывания с приуроченными к ним протяженными линейными выходами жил полосчатого кварца. К первому типу относится крупный сброс Рэйлвей, имеющий простирание 30° . Зона скалывания и смятия пород четвертого типа соединяется со сбросом Рэйлвей вблизи месторождения (Дачесс-Джуэнбарра).

Наиболее древние изверженные породы - амфиболиты и габбро, внедрившиеся в осевую часть синклинали складки волочения. Форма основных интрузий определяется слоистостью в осевой части синклинали и разломами. За основными интрузиями следовали гранитные. Они также сконцентрированы в осевой части синклинали и залегают в амфиболитах и габбро. Во многих местах вблизи Дачесс гранит разгнейсован, возможно, в результате движений в зоне дробления Джуэнбарра или по сбросу Рэйлвей во время консолидации гранита. В тех же участках сиенитовые породы (фации гранитной интрузии) имеют линейную ориентировку, согласную с простиранием амфиболитовых даек и разгнейсованности в гранитах.

Скаполит развит во всех породах, но наиболее широко в известковистых осадочных породах, постоянно встречается в основных интрузивных породах в гранитах. Отмечаются кальцитовые и кварцитовые жилы, а также меридионально ориентированные жилы яшмы, содержащие сульфиды. Одна из них - Айвенго-Лод разрабатывалась на медь до глубины 60 м.

Оруденение концентрируется вблизи разломов, на контакте гранитов с основными интрузиями. Рудное тело Дачесс образовалось на пересечении зоны

скальвания (Дачесс-Джуэнбарра) и сброса Рэйлвей. Рудное тело состоит из борнита, халькопирита, пирита, кварца и кальцита. Вблизи поверхности жильный материал почти полностью представляется кальцитом, кварц преобладает ниже горизонта 150 м. На уровне 210 м рудный столб, приуроченный к зоне брекчирования в гранитах, имел длину 108 м, ширину 1,5 м и содержал в среднем 19% Cu. Ниже 255 м рассланцованная боковая порода частично замещена стекловатым кварцем с небольшими количествами сульфидов меди и железа. Кроме рудника Дачесс, в районе имелось множество небольших действовавших медных рудников. Рудные тела были богатыми на поверхности, но немногие продолжались до глубины более 30 м.

Месторождение Дачесс представляет интерес из-за необычно высоких содержаний селена в медных рудах, что было отмечено Эдвардсом и Карлосом (Edwards, Carlos, 1954). Ссылаясь на личные сообщения Мак-Эндрю и главного химика "Лейк-Джордж-Майнслимитед" Лагерча, они указывают на крупную залежь редкого селенида серебра науманнита (Ag_2Se), найденную в руднике Дачесс. Приблизительный вес науманнита в этом теле около 0,5 т.

Образцы пирита, халькопирита и борнита из руд месторождения Дачесс также содержали повышенные, по сравнению с образцами из других австралийских месторождений, количества селена (в пирите 0,0050%, в халькопирите 0,0082 - 0,0110%, в борните 0,0090%). На основании этих данных Эдвардс и Карлос рассматривают район Дачесс как особую геохимическую провинцию, обогащенную селеном.

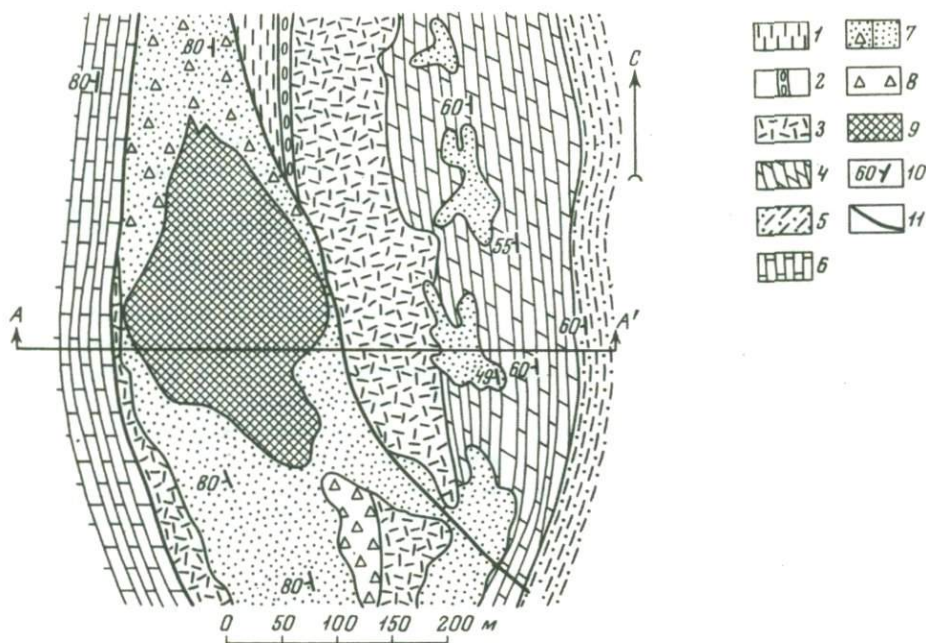
Месторождение Мэри-Катлин

Урано-редкоземельное месторождение Мэри-Катлин (рис. 49) находится примерно посредине между городами Маунт-Айза и Клонкарри. Месторождение было открыто в 1954 г., и первые работы по его исследованию относятся к периоду уранового бума с марта по июль 1954 г. В дальнейшем систематические исследования на месторождении проводились по мере развертывания горных работ (Hughes, Munro, 1965, 1970; Уиттл, 1965).

Оруденение локализуется в среднепротерозойских породах формации Корелла, распространенной в восточной части провинции Маунт-Айза. Отложения формации Корелла, первоначально представлявшие собой, по-видимому, переслаивающиеся известняки, доломиты, брекчии и сланцы, в результате метаморфизма и метасоматоза преобразованы в различные известково-силикатные породы, кристаллические сланцы, гнейсы, гранулиты, кварциты, амфиболиты и роговики. В наиболее интенсивно метаморфизованных участках развиты скаполит-пироксеновые гранулиты, альбит-роговообманковые сланцы, скаполитовые мраморы и другие сходные породы, в которых широко представлены скаполит, кальцит, актинолит и эпидот. Отложения формации Корелла в районе месторождения подразделяются на три части: верхняя - преимущественно кремнистые породы; средняя - известковые и известково-силикатные; нижняя - лавы основного состава, измененные и метаморфизованные.

Основная складчатая структура района - опрокинутая синклиналь. Месторождение располагается в западном крыле синклинали и ограничено сбросами север-северо-западного и запад-северо-западного простирания. К востоку и западу от месторождения на расстоянии 3,5 и 1,5 км соответственно наблюдаются крупные массивы гранитов.

Выходы гранитов западного массива прослеживаются в виде меридионально вытянутой полосы на расстоянии 1,5 км от рудного тела. Эти гнейсовидные граниты сложены в основном микроклин-пертитом, кварцем, биотитом и мусковитом с аксессуарными сфеном, апатитом, цирконом, турмалином и многочисленными идиоморфными кристаллами магнетита. Гранодиориты, расположенные восточнее рудного тела, характеризуются более активными контактами с вмещающими породами, с явлениями гибридизации в приконтактовых зонах. В них отсутствуют слюды, широко развиты циркон, апатит и сфен, а местами флюорит. В 700 м к востоку от контакта - темно-серые крупнозернистые ро-



- | | |
|--|--|
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |

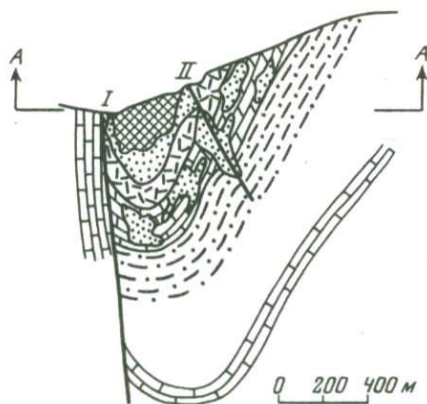


Рис. 49. Геологическая карта и разрез месторождения Мэри-Катлин (Hughes, Munro, 1965)

1 - скаполитовые гранулиты; 2 - конгломераты; 3 - силлы диорита; 4 - скаполитовые гранулиты (с реликтовыми породами); 5 - кварциты и известково-силикатные гранулиты; 6 - скаполитовый мрамор; 7 - гранатизированная зона; 8 - брекчия, конгломераты; 9 - рудное тело; 10 - элементы залегания пород; 11 - разломы: I - зона скалывания Мэри-Катлин, II - Восточная зона скалывания

говообманковые гранодиориты, а еще далее - красные гранит-порфиры, которые сменяются амаеллитовыми порфирами.

Таким образом, в этом сложном плутоне гранодиоритового состава наблюдаются дифференциация и локальные изменения в результате позднемагматической деятельности. Уиттл описывает следующие стадии дифференциации гранодиоритового плутона: вначале формирование более основных пород - гиперстеновых диоритов, затем гранодиоритов, амаеллитов и гранит-порфиров. Это увеличение кислотности пород плутона по направлению к западу достигает кульминации вне его пределов, в виде апофиз тонкозернистых лейкократовых кварц-полевошпатовых порфиров и аплитов, секущих вмещающие метаморфические породы и протягивающихся к рудному телу Мэри-Катлин. Формирование и сегрегация этой серии пород с повышением кислотности в направлении к внешнему контакту батолита характеризуют медленное остывание его на большой глубине. В таких условиях широкое развитие получили позднемагматические процессы, с которыми связано контактово-метасоматическое скарновое урано-редкоземельное оруденение Мэри-Катлин.

Для докембрия не характерны типичные контактово-метасоматические скарновые месторождения (Домарев, 1970), и генезис относимых к этой группе рудных залежей в протерозойских породах нередко трактуется иначе. По пред-

ставлениям австралийских геологов, урано-редкоземельное оруденение Мэри-Катлин имеет эпигенетическое происхождение, но в генезисе месторождения еще много неясного, особенно в установлении связи рудообразования и процессов метасоматоза с гранитами. Недостаточно полно изучено влияние на эти процессы регионального метаморфизма.

Скарны представлены в основном диопсидовыми гранулитами с гранитом, полевым шпатом и скаполитом. Гранатсодержащие скарны наиболее интенсивно развиты в средней известковой части отложений формации Корелла, хотя встречаются также в верхней и нижней пачках. Рудные тела залегают в наиболее гранатизированных прослоях и линзах конглобрекции, в осевой зоне складчатой структуры, которая разбита сбросами и сдвигами. Рудные тела невелики по размерам и сложены минеральными агрегатами неправильной формы и различных размеров, включенными в слабо оруденелые или пустые скарновые породы.

Переход от скарнов к рудам постепенный и устанавливается по появлению темно-серых или черных массивных ортит-апатит-гранатовых гранулитов. Местами гранат почти полностью замещен ортит-апатитовыми агрегатами. Уранинит наблюдается обычно в виде включений в ортите, стилвеллите, кароцерите, ринките, реже апатите. Размеры зерен и овоидов уранинита 0,01 – 0,1, реже 2–3 мм в диаметре. Зерна и овоиды уранинита отделены от минерала-концентратора ореолами или тонкими прослойками, состоящими из исключительно тонкозернистых агрегатов анизотропного кремния, иногда пирита или марказита. На поверхности уранинит полностью замещен гуммитом.

В рудном теле отмечаются рассеянная вкрапленность и скопления сульфидных минералов. Наиболее распространенный из сульфидов – пирротин. Часто встречаются пирит и марказит, реже галенит, сфалерит, молибденит, пентландит, борнит и линнеит. Распределение сульфидных минералов в рудном теле неравномерное, значительные участки его свободны от сульфидов, а местами обогащены (2% от объема руды).

Минеральный состав рудного тела характеризуется соотношением между ортитом, апатитом, гранатом и остальными минералами, равным 35:10:40:15. В число этих остальных минералов входят диопсид, роговая обманка, кварц, полевой шпат, скаполит, пренит, кальцит, сульфиды, уранинит и вторичные минералы по нему, а также впервые обнаруженный здесь стилвеллит и другие редкоземельные минералы. Пробы ортита содержали 21% редкоземельных окислов, состоящих из 19,1% цериевых и лантановых окислов и 1,9% иттриевых и эрбиевых окислов. Пробы стилвеллита содержали 58,4% редкоземельных окислов и менее 5% тяжелых лантановых окислов.

В непосредственной близости от района месторождения (в 6 км к югу и 10 км к северо-востоку от Мэри-Катлин) в небольших урановых рудных телах отмечались ортит ("Australian...", 1965) и абсит (Stewart, 1966).

В 1963 г. месторождение Мэри-Катлин было законсервировано. К настоящему времени проведена переоценка запасов, в результате чего достоверные и вероятные запасы руды, подсчитанные до горизонта 155 м, увеличены до 7,7 млн. т при среднем содержании U_3O_8 0,11%, а возможные запасы возросли до 2,0 млн. т при среднем содержании U_3O_8 0,09%. Соответственно увеличились и запасы редкоземельных окислов.

Пояс мусковит-берилловых пегматитов Майка-Крик

Пегматитовый пояс Майка-Крик вытянут в субмеридиональном направлении на 15 км, при ширине 3 км, вдоль восточного контакта гранитного массива Сибелла. Граниты Сибелла представляют собой сложную интрузию, простирающуюся в меридиональном направлении почти на 200 км в длину и 30 км в ширину (Joplin, 1956). Среди них преобладают крупнозернистые гнейсовидные граниты с "очками" микроклина, кварцем, биотитом и олигоклазом; аксессуарные минералы представлены магнетитом, флюоритом и апатитом. По краю гранитов наблюдаются грейзенизация и ассимиляция вмещающих пород. Региональное простиранье вмещающих пород близко к меридиональному, падение $65-90^{\circ}$.

Пегматитовый пояс представлен двумя пегматитовыми полями, главное из которых располагается в 1,5 км к югу от Майка-Крик. Наиболее крупное месторождение находится в центральной части главного поля, которое имеет максимальную ширину около 0,7 км. Пегматиты залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород (Brooks, Shipway, 1960). Второе, меньшее поле бериллоносных пегматитов находится в 1,5 км к западу от центрального участка. Оба рудных поля примерно параллельны, разделены гранитами и жильной зоной турмалин-мусковитовых пегматитов.

К югу пегматитовый пояс прерывается и его ширина уменьшается. Изолированные находки пегматитовых жил известны вдоль восточного контакта гранитов Сибелла, южнее района Даджара. Некоторое количество пегматитовых тел было обнаружено вдоль западного контакта гранитов Сибелла, в 16 км к западу от Майка-Крик. Наиболее крупные пегматитовые тела сосредоточены к юг-юго-западу от рудника Биг-Берил, на участке длиной 2,5 км и шириной 1 км. На южном фланге они примыкают к гранитам Сибелла. В других участках встречены многочисленные узкие линзообразные пегматитовые дайки и залежи. Большинство пегматитовых тел залегают согласно с вмещающими породами. Инъекции пегматитов *lit-par-lit* нередки; они хорошо выражены в главном пегматитовом поле. Одно согласное пегматитовое тело простирается начиная от 2,2 км севернее Майка-Крик до 2 км южнее Майка-Крик и находится в контакте с гранитами Сибелла по всей длине. Мощность его колеблется, но обычно не превышает 70 м. Секущие пегматиты обычно имеют извилистые контакты, но более правильную форму, чем согласные пегматиты. Одна из таких даек мощностью 5–10 м прослеживается на расстоянии свыше 2 км.

Находки берилла известны в 25 месторождениях пояса Майка-Крик, главными из них являются Биг-Берил, Гексагон, Берил-Кинг, Берил-Куин, Литл-Берил, Эбзерги, Ксенгоди, Южное, Северное, Западное и др. Берилл-желтый, светло-зеленый и светло-янтарный, реже бледно-голубой и красноватый. Обычно он образует хорошо оформленные гексагональные кристаллы длиной 1,3 м и 0,3 м в поперечнике. Трещины в кристаллах берилла нередко выполнены кварцем. Прозрачный берилл не встречен, а мелкие кристаллы аквамарина были найдены в пегматитах в 3 км к запад-юго-западу от Биг-Берил. Берилл чаще всего встречается в виде скоплений в зональных пегматитовых телах, где кварцевое ядро окружено полевошпатовой, полевошпат-мусковитовой и мусковитовой зонами.

Мусковит в пегматитах Майка-Крик присутствует почти повсеместно. Биотит установлен в нескольких пунктах, лепидолит не обнаружен. Сегрегации мусковита присутствуют в больших количествах в пегматитах вблизи месторождения Берил-Кинг. Месторождение эксплуатируется. Сегрегации слюды встречены также в западном пегматитовом поле к западу от Берил-Кинг; они приурочены к периферическим зонам пегматитов, залегающих в мусковитовых или биотитовых сланцах.

Химический состав мусковита из пегматитов Майка-Крик (в %): SiO_2 44; Al_2O_3 33,6; K_2O 10,2; MgO 1,5; Fe_2O_3 5,0; MnO 0,2; H_2O^+ 4,7; H_2O^- 1,0.

Касситеритоносные пегматиты образуют жильную зону, прослеживающуюся на расстоянии 2,5 км. Черный зернистый касситерит в них ассоциирует с мусковитом в полевошпат-мусковит-кварцевых зонах, содержащих небольшое количество турмалина, флюорита и монацита. Содержание олова в этом комплексе в среднем 0,27%, в отдельных мелких гнездах до 10%.

Марганецсодержащий колумбит, обнаруживающий слабую радиоактивность, встречен в пегматитах Маунт-Айза и Майка-Крик. Содержание окиси урана в нем составляет 0,7%.

Танталит обнаружен в пегматитах заявки "Кристалл", в 1,5 км к северо-западу от месторождения Гексагон (Brooks, 1965). Он встречается в ассоциации с бериллом в полевошпат-мусковитовой зоне пегматитового тела вблизи небольшого скопления кварца. Здесь было добыто около 1,5 т берилла и 20 кг танталита.

Химический состав танталита (в %): Ta_2O_5 73,6, Nb_2O_5 13,0, MnO 7,5, FeO 3,5, TiO_2 1,2 и SnO_2 0,4 и U- следы, редкие земли - следы (анализ Гос. хим. лабор. в Брисбене).

Отдельные образцы танталита обнаруживают небольшую радиоактивность. Другие редкометалльные минералы представлены берtrandитом, монацитом, самородным висмутом и висмутином.

Пояс бериллоносных пегматитов Гала-Крик

Бериллоносный пегматитовый пояс Гала-Крик находится к 25 км к югу от пояса Майка-Крик в сходных геологических условиях. Пегматиты залегают в толще слабо- и среднеметаморфизованных пород нижнепротерозойского возраста, которые представлены слюдяными и кварц-слюдяными сланцами, амфиболитами, амфиболитовыми сланцами, кварцитами, биотит-полевошпатовыми гнейсами, серицитовыми алевролитами и конгломератами. Эти отложения интродуцированы гранитами Сибелла.

В западной части района преобладают песчаники, кварциты с подчиненными прослоями серицитовых алевролитов, кварц-слюдяных сланцев и конгломератов. Степень метаморфизма пород низкая; падение их обычно меняется от 45 до 60°. В восточной части района выходит гнейсо-амфиболитовый комплекс высоких ступеней метаморфизма с углами падения пород 70-90°. Большую часть амфиболитов Брукс (Brooks, 1965) рассматривает как метаморфизованные основные вулканические породы и силлы, а некоторые - как метаморфизованные известковые осадки. На контакте с гранитами амфибол обычно замещен биотитом, реже антофиллитом.

Гранитный массив Сибелла протягивается более чем на 160 км. Северная часть его имеет максимальную ширину выхода (20 км), по направлению к югу она сужается (до 10-12 км). Пегматитовый пояс приурочен к участку погружения кровли массива на относительно небольшую глубину. Среди гранитов преобладают крупнозернистые порфиоровидные разновидности, состоящие из фенокристов микроклина и основной массы, сложенной кварцем, микроклином, биотитом и плагиоклазом. Порфиоровидные граниты почти везде гнейсоидные, особенно в эндоконтактах. В некоторых районах контакт гранитов с метаморфическими породами ясно выражен, но в других местах гнейсоватость становится такой интенсивной, что наблюдается постепенный переход от гранитов к слюдяным сланцам через гранито-гнейсы. Мелко- и среднезернистые граниты с равномерной структурой распространены на более ограниченной площади, чем порфиоровидные, редко разгнейсованы и, по-видимому, интродуцируют порфиоровидные граниты.

В пределах пояса выделяются два основных поля пегматитов: западное - Биг-Ривер (заявки "Биг-Ривер" и "Бонг-Бонг") и восточное - Макеллар (заявка "Уилком-Страйк"). Пегматиты залегают согласно с вмещающими породами параллельно контакту гранитного массива на протяжении 1 км. Вмещающими породами являются мусковитовые и амфиболитовые сланцы. Пегматитовое поле Биг-Ривер протягивается на 6 км в северо-западном направлении при ширине 100 м. Оно представлено отдельными телами или чаще жильными сериями пегматитов, разделенными узкими линзами мусковитовых сланцев. Бериллоносные жилы локализованы на участке длиной около 1 км на юго-восточном фланге поля.

Пегматитовое поле Макеллар выражено не так хорошо, но оно длиннее, чем поле Биг-Ривер, и протягивается примерно на 12-13 км с северо-запада на юго-восток при максимальной ширине 70 м. Наиболее распространенными минералами пегматитов являются кварц, полевой шпат, мусковит и турмалин.

По сравнению с пегматитами Майка-Крик пегматиты Гала-Крик обнажены хуже и содержат меньшее количество аксессуарных минералов. Берилл заключен в богатых полевым шпатом и мусковитом частях пегматитовых тел, обычно близ скоплений кварца. Турмалин, берtrandит, графтонит, танталит-колумбит, рутил, флюорит, дамурит, магнетит и апатит также были обнаружены в пегматитах, но ни один из минералов не имеет экономической ценности. Воз-

можно также открытие других берилловых месторождений вдоль контакта с гранитами Сибелла, особенно к югу от района Гала-Крик, где еще не велись поиски.

Заявка Уилком-Страйк представлена одной изолированной пегматитовой дайкой. Вмещающие породы – амфиболиты (на востоке), хлоритовые и слюдяные сланцы (на западе). Контактная поверхность пегматитов со сланцами имеет падение на восток под углами $70-80^\circ$, с амфиболитами – на запад под углом 75° . В пегматитовом теле присутствуют ксенолиты слюдяных сланцев. На обширной площади имеются многочисленные развалы и россыпи обломков кварца, среди которых встречаются также обломки кристаллов берилла.

К югу пегматитовое тело предположительно погружается под покров аллювия. К северу – протягивается на несколько сотен метров от заявки Уилком-Страйк. На поверхности берилл не обнаружен, но разведочные работы дали благоприятные результаты. Из этого рудопоявления добыто более 20 т берилла. Берилл превышает 4% общего средневалового состава бериллсодержащего полевошпат-мусковитового комплекса, слагающего линзы мощностью от 2 до 15 м. Восточный бок пегматитового тела, в котором кварц преобладает над мусковитом и полевыми шпатами, берилла не содержит.

Заявка Бонг-Бонг приурочена к юго-восточному флангу пегматитового поля Биг-Ривер и также представлена одним пегматитовым телом. Мусковитовые, биотитовые, роговообманковые и турмалин-мусковитовые сланцы являются вмещающими породами пегматитового тела, а также встречаются в нем в виде ксенолитов. Кварцевая ось простирается вдоль осевой части пегматитового тела на всю длину заявки. Остальная часть его сложена полевыми шпатами с подчиненным количеством мусковита и кварца. Здесь была добыта 1 т берилла. В ассоциации с бериллом обнаружен бертрандит. Берилл и бертрандит наблюдаются совместно с полевым шпатом и кварцем. Обломки бледно-голубого берилла были обнаружены в нескольких местах к югу от выработки.

Заявка Биг-Ривер находится в 1 км к север-северо-западу от Бонг-Бонг. Вмещающие породы пегматитового тела – мусковитовые сланцы, часто с турмалином, а на северо-востоке – амфиболиты. На поверхность выходят огромные кварцевые ядра. Берилл ассоциирует с мусковитом и локализован в полевошпат-мусковитовой зоне, обычно примыкающей к кварцевым ядрам. Несколько кристаллов берилла было обнаружено внутри кварцевых ядер. Цвет берилла обычно от бледно-зеленого до желтовато-зеленого, но там, где он ассоциирует с кварцем, – почти белый. Некоторые кристаллы частично замешены альбитом, иногда альбит образует концентрические зоны внутри кристаллов берилла.

В одном участке бериллоносной зоны был обнаружен кристалл танталита-колумбита, приуроченный к небольшому кварцевому скоплению в ассоциации с бериллом и графтонитом (Brooks, Shipway, 1960). Существенной составной частью полевошпат-мусковитовых зон является турмалин. В небольших количествах встречаются рутил, магнетит и апатит.

Перспективы обнаружения месторождений в пегматитах метаморфической толши на контакте с гранитами Сибелла благоприятны. Месторождения берилла обнаруживаются менее чем в 1-1,5 км от ближайших гранитов, что позволяет вести тщательные поиски на конкретной площади.

Провинция Джорджтаун

Пегматитовая провинция Джорджтаун расположена в северо-восточной части Австралии (Квинсленд) и в структурном отношении приурочена к докембрийскому блоку того же названия. С запада он ограничен складчатой системой байкалид, с востока – складчатой системой варисцид. Район сложен интенсивно метаморфизованными породами нижнего протерозоя, аналогами пород складчатого пояса Маунт-Айза. В верхнем протерозое блок был расколот многочисленными разломами, по которым внедрились крупные гранитные интрузии (от 1200 до 600 млн. лет). С этими гранитами связаны пегматитовые поля провинции Джорджтаун. Морфологически блок Джорджтаун делится на две части – южную и северную, вытянутую вдоль п-ова Кейп-Йорк. В южной части известны два месторождения тантала, связанные с пегматитами верхнепроте-

розойского возраста (1100-1000 млн. лет). Наибольшее из них - Грантс-Крик расположено в 27 км к западу от населенного пункта Форсайт. Танталит встречается спорадически в кварц-слюдяно-альбитовых пегматитовых жилах, залегающих в гранитах и в небольших аллювиальных и элювиальных месторождениях. Из аллювия добыто около 0,5 т танталита, содержащего 65% Ta_2O_5 . Коренные жилы считаются нерентабельными из-за низкого содержания танталита. Зарегистрированная продукция 82 кг с 46,7% танталита относится к 1944 г. Танталит из месторождения Дивиденд-Галли, расположенного юго-западнее Форсайта, содержит 82,8% суммы Ta_2O_5 и Nb_2O_5 (McLeod, 1965¹). Аллювиальная залежь около Джорджтауна, в 25 км к северу от Форсайта, по предварительным подсчетам, содержит несколько сотен килограммов ильменит-колумбитового концентрата.

В северной части провинции на п-ове Кейп-Йорк развиты слюдоносные пегматиты. Слюдяной рудник Морехид-Ривер расположен в 170 км к северо-западу от г. Лора. Мусковит содержится в крупных пегматитовых телах длиной до 120 м, шириной 30 м, простирающихся на северо-запад и интрузирующих кварц-серицитовые сланцы и кварциты докембрия того же простиранья. Мусковит местами локализован близ кварцевых ядер пегматитовых тел. Небольшое количество слюды было получено в 1942-1943 гг.

На руднике Маунт-Китчин в 60 км западнее населенного пункта Мангана мусковитоносные дайки пегматитов, интрузирующие сланцы докембрия, имеют длину до 100 м и ширину до 10 м. Мусковит встречается в пачках диаметром до 0,3 м. Однако пегматитовые тела не продолжают на значительную глубину и поэтому не имеют экономического значения. В 1942-1943 гг. на месторождении добыто около 100 кг слюды.

Провинция Брокен-Хилл

На юге Австралии находится крупная раннепалеозойская (байкальская) складчатая область, так называемая геосинклиналь Аделаида. В ее пределах расположен срединный массив Брокен-Хилл, к которому приурочена интереснейшая металлогеническая провинция (рис. 50). Большую часть срединного массива слагают породы нижнепротерозойского возраста, характеризующиеся высокой степенью метаморфизма, достигающей гранулитовой и амфиболитовой фаший. Этот комплекс пород имеет полиметаморфический характер, обусловленный неоднократными воздействиями регионального метаморфизма, а также магматических расплавов и их эманаций. Наиболее ранние из известных в этом районе гранитов имеют возраст около 1900 млн. лет. С интенсивным региональным метаморфизмом Уилльяма (1700 млн. лет) связаны калиевый метасоматоз, формирование пегматитов (практически безрудных) в виде межпластовых тел или

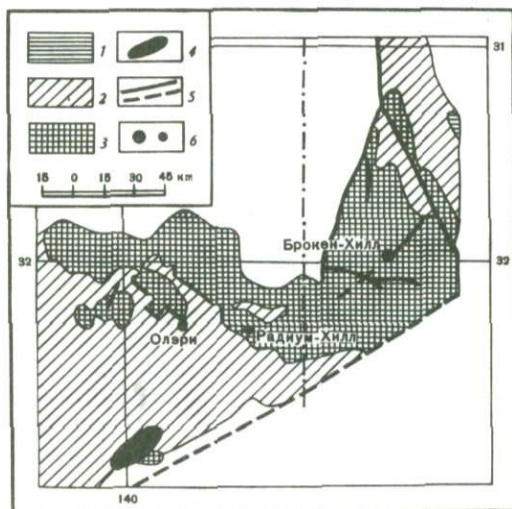


Рис. 50. Схематическая геологическая карта рудной провинции Брокен-Хилл (Thomson, 1969)

- 1 - кембрийские отложения;
- 2 - отложения группы Аделаида;
- 3 - доверхнепротерозойский фундамент;
- 4 - палеозойские граниты;
- 5 - разломы;
- 6 - месторождения

параллельных сланцеватости линзовидных тел и, по мнению многих исследователей, формирование сульфидной минерализации рудного района Брокен-Хилл (Hobbs et al., 1968). Исследования образцов пород и минералов метаморфического комплекса Уилльяма в Брокен-Хилле Rb-Sr методом дали 1640 ± 40 млн. лет (Pidgeon, 1967), а исследование образцов руд по изотопам свинца - 1620 млн. лет (Ostic et al., 1967). К этому же или несколько более раннему периоду, по видимому, относится формирование урано-редкоземельного оруденения (месторождение Радиум-Хилл - возраст 1730 млн. лет). Граниты Манди-Манди и секущие тела редкометаллических пегматитов (месторождения Булкумата, Эгебек, Эуриови) внедрились 1560 млн. лет назад. И, наконец, с более слабым по степени регрессивным метаморфизмом возраста 500 млн. лет связаны складкообразование и перекристаллизация в зоне рассланцевания, а также внедрение мусковитовых пегматитов Такарина (Phillips et al., 1972).

Рудный район Брокен-Хилл

Рудный район Брокен-Хилл находится в штате Новый Южный Уэльс, в 1120 км западнее Сиднея и в 512 км северо-восточнее порта Аделаида. Начало работ на месторождениях относится к 1884 г. Группа свинцово-цинковых месторождений этого региона, являющегося одним из крупнейших в мире районов концентрации полиметаллических руд, давно привлекала внимание исследователей. В этом рудном районе ежегодно добывается более 1 млн. т руды, а запасы разведанной руды регулярно поддерживаются на уровне 12-13 млн. т. В среднем руда содержит 15% свинца, 12% цинка и 140 г/т серебра. Кроме того, в рудниках Брокен-Хилла ежегодно добывают около 200 т кадмия и в небольшом количестве золото, сурьму, медь и кобальт. В рудах содержатся также селен, уран и редкие земли.

О геологии месторождений Брокен-Хилла написано много. Наиболее детальные исследования строения рудного района проведены Густафсоном и др. (Gustafson et al., 1950). Более поздними работами Кинга и О'Дрисколла (King, O'Driscoll, 1953), Кинга и Томсона (King, Thomson, 1953), а также Каррутерса и Праттена (1964) были внесены некоторые изменения в представления о структуре района, нашедшие отражение в сводке Льюиса и др. (Lewis et al., 1965). Детальные структурные исследования участков, непосредственно прилегающих к рудному поясу, выполнены Хоббсом (Hobbs, 1966) на севере и Ходгсоном и Рэнсомом (Ransom, 1966) на юге. Имеются также работы по отдельным месторождениям, входящим в жильный пояс Брокен-Хилл: по Литл-Брокен-Хилл - Уилльямса (Williams, 1967), Сегнит (Segnit, 1961) - по Нью-Брокен-Хилл, а также по петрологии, минералогии и исследованию вещественного состава месторождения Брокен-Хилл (Hawkins, 1968; S. Richards, 1966; Russel, Hawley, 1957; Stanton, Richards, 1969; Stilwell, 1959). В 1966 г. была опубликована работа Хоббса и др. (Hobbs et al., 1966), обобщающая все последние работы по рудному району Брокен-Хилл.

Большой интерес представляет статья Вернона (Vernon, 1969), содержащая описание типов минерализации района Брокен-Хилл, основанное на материалах предыдущих исследований. Из переводных работ следует отметить статью Эндьюса (1951) в Трудах 18-й сессии Международного геологического конгресса, работу Каррутерса и Праттена (1964) и книгу А.А. Амирасланова и Н.С. Ивановой (1961). Достаточно подробное описание рудного района Брокен-Хилл приведено Парком и Мак-Дормидом (1966).

Рудные залежи района Брокен-Хилл локализируются в породах метаморфического комплекса Уилльяма, относящихся к системе Карпентария (нижний докембрий) и представленных сланцами, амфиболитами, гнейсами, итабиритами, гранулитами и кварцитами. Эти отложения несогласно перекрыты мощной толщей протерозойских осадочных пород, кварцитами, песчаниками, сланцами, известняками и ледниковыми отложениями серии Торроуэнджи.

Эндьюс (Andrews, 1948) отмечал, что рудоносный жильный пояс совпадает с меридионально ориентированной сравнительно узкой зоной наиболее интенсивного проявления метаморфизма.

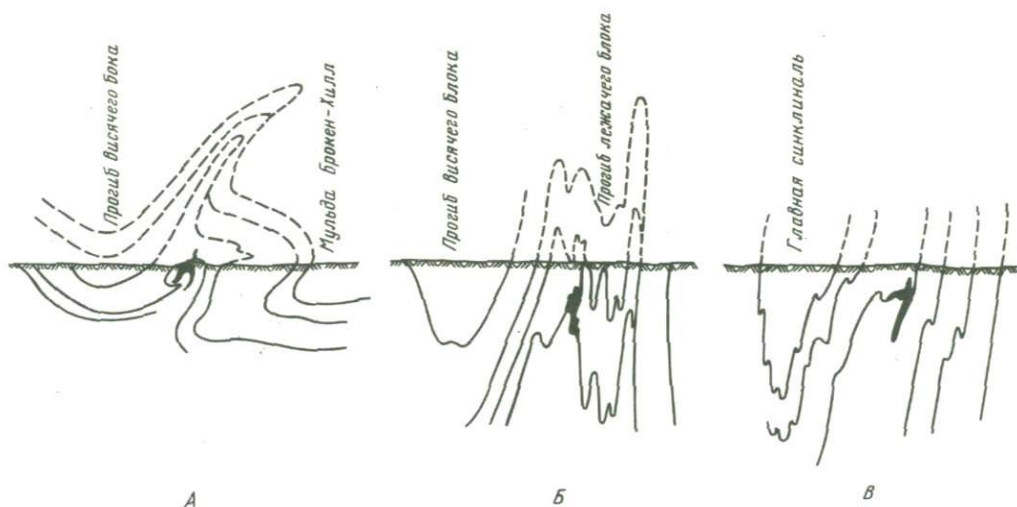


Рис. 51. Схематические разрезы через рудное поле Брокен-Хилл в разной интерпретации: А - по Andrews, 1922; Б - по Gustafson, 1939; В - по Lewis, 1957 (цит. по Lewis et al., 1965).

Черной заливкой показана рудная залежь

Метаморфизм пород вблизи залежи Брокен-Хилл - глубокий, высоких степеней, силлиманит-альмандиновой подфации альмандин-амфиболитовой фации. Ранее предполагали, что зона метаморфической фации, расположенная вокруг рудного тела, является локализованной зоной наиболее высокого метаморфизма в этом районе. Однако современным картированием установлено, что силлиманитовые гнейсы простираются на некоторое расстояние на север и, по крайней мере, на 90 км к югу от Брокен-Хилла.

В породах комплекса Уилльяма обычно наблюдается полосчатость разной степени; считают, что они первоначально представляли собой осадочный ряд песчаных и глинистых осадков, метаморфизованных в гнейсы, сланцы, гранулиты и кварциты, содержащие силлиманит, гранат, ставролит, роговую обманку, серицит, биотит, кварц и полевой шпат. Данные анализов пород Брокен-Хилла по содержанию глинозема, окиси кальция, железа, магния, натрия и калия относительно содержания окиси кремния показали, что все породы, за исключением амфиболитов и железистых формаций, лежат внутри ряда, по составу идентичного ряду от сланцев до песчаников.

Распределив на графиках породы по мере содержания кремнезема Льюис и др. (Lewis et al., 1965) получили: глинистые сланцы - силлиманит-гранат-биотитовые сланцы и гнейсы, а также серицитовые сланцы; песчаные сланцы - силлиманит-гранат-полевошпатовые кварцевые гранулиты; глинистые песчаники - гнейсы Потоси, гнейсы Висячего бока (т.е. гранитные гнейсы), аплитовые гнейсы, аплиты; песчаники - кварциты.

Таким образом, согласно Льюису и др., свита гранитных гнейсов образовалась из глинистых песчаников. Гнейсы висячего бока, аплитовые гнейсы и аплиты могли представлять такие полосчатые осадочные отложения, в которых содержание кремнезема увеличивалось от 65 до 75% в вышеуказанном порядке. Менее полосчатые осадки представлены теперь зернистыми гнейсами Потоси. Эти фациальные изменения в гранитных гнейсах могут встречаться как по простиранию, так и вкрест простирания пород.

Региональная структура района определяется сочетанием сложно построенных обширных мульд и крупных узких антиклиналей, к которым приурочены зоны смятия и брекчирования пород. По-видимому, глубоко погруженные породы серии Уилльяма подверглись в процессе метаморфизма сильному тепловому воздействию и ориентированному давлению. В этот период породы были метаморфизованы и мигматизированы. В результате гранитизации сформировались

гранито-гнейсы, аплиты и пегматиты. Интрузии ультраосновных пород появились почти в самом конце орогенического периода, а еще позднее – диабазовые дайки.

Браун и Стилзуэлл в свое время хорошо описали все типы пород рудного района, однако в результате широкого картирования последних лет и данных глубокого бурения были выделены новые типы пород, изменившие воззрения на строение района. Выявление новых маркирующих горизонтов (три стратиграфических горизонта гранитных гнейсов) позволило Льюису и др. (Lewis et al., 1965) по-новому интерпретировать складчатую структуру района, представляющую сложную систему изоклиальных глубоких складок с почти вертикальными крыльями (рис. 51).

Рудный пояс Брокен-Хилл приурочен к одной из таких узких зон интенсивной складчатости, сопровождаемой смятием и скалыванием пород. Эта зона расположена между сложной мульдой (на востоке) и широкой антиклиналью (на западе). Главные элементы этой сложной изоклиальной складчатой структуры – Западная антиклиналь, Восточная синклиналь и Восточная антиклиналь (King, O'Driscoll, 1953). Эти складчатые структуры осложнены складками второго порядка, ориентированными под углом к главным структурам и вызывающими резкие изменения углов падения на различных участках. Вертикально погружающиеся флексуры, перегибы, а также зоны дробления пересекают и смещают отмеченные выше главные складчатые структуры. Эти осложнения возникли в результате постскладчатых дорудных сбросовых подвижек (Gustafson et al., 1950). Последовательное развитие взглядов на структуру района месторождения иллюстрирует рис. 51.

Рудоносная зона Брокен-Хилл в сущности является залежью сложного строения, образованной в основном стратиформными рудными телами, залегающими согласно с реликтовой слоистостью вмещающих пород. Рудные тела представлены разобшенными линзами и седловидными телами, локализующимися в двух сближенных, интенсивно дислоцированных горизонтах гнейсов, залегающих друг над другом. Простираение рудной зоны север-северо-восточное, согласно с простираением метаморфизованных осадочных пород. В продольном разрезе рудная залежь имеет вид пологой дуги (рис. 52), погружающейся в обе стороны, причем на севере до более глубоких горизонтов (1000 м ниже уровня моря), чем на юге. Рудная зона прослеживается в меридиональном направлении на протяжении около 13 км. Коренные выходы рудной зоны четко оконтуриваются меридионально ориентированной полосой железной шляпы (длиной до 5 км).

В рудном районе Брокен-Хилл помимо основного сульфидно-силикатного оруденения (согласно залегающие рудные тела – "тип Брокен-Хилл"), представленного рудным поясом Брокен-Хилл, выделяется сульфидно-карбонатное оруденение – "тип Такаринга". Вокруг залежи Брокен-Хилл расположено около 50 небольших рудных тел, также локализующихся в пределах распространения высокометаморфизованных пород. Наиболее крупное из них – залежь Пинаклс. Рудные месторождения сульфидно-карбонатного типа широко распространены в виде небольших тел, добыча на них незначительная. Они более удалены от осевой зоны метаморфизма, чем силикатно-сульфидные месторождения, но местами наблюдается некоторое пространственное совмещение и перекрытие этих двух типов оруденения.

Сульфидно-силикатный тип оруденения представлен массивными сульфидными рудами и характеризуется ассоциацией галенита и сфалерита с силикатными минералами, зеленым и серым щелочным полевым шпатом (ортоклаз), кальцитом, флюоритом, ганитом и "голубым, или опалесцирующим", кварцем (King, Thomson, 1953). В жильном поясе Брокен-Хилл содержатся все эти минералы, а в более мелких рудных залежах – некоторые из них. Обычны зернистый гранат (в гранатовых и гранато-кварцевых породах) и ортоклаз (в "жильном пегматите"), кальцит встречается лишь на отдельных участках. Родонит и розовый флюорит типичны только для залежи Брокен-Хилл (King, Thomson, 1953). Голубой кварц и ганит отмечены во всех месторождениях этого типа, шеелит и молибденит – лишь на нескольких участках.

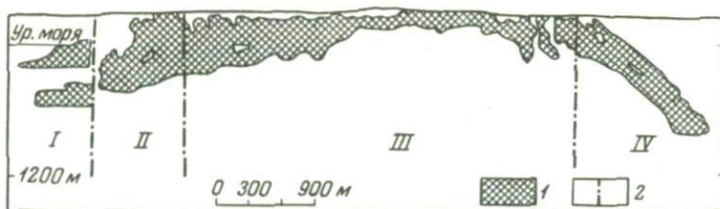
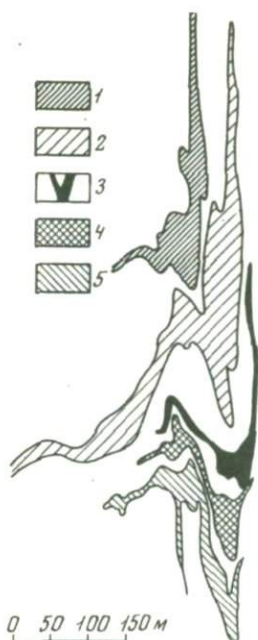


Рис. 52. Продольная проекция залежи Брокен-Хилл (Lewis et al., 1965)

1 - рудная залежь; 2 - границы рудников: I - Нью-Брокен-Хилл, II - Цинк-Корпорейшн, III - Саут-Брокен-Хилл, IV - Норт-Брокен-Хилл

Рис. 53. Разрез через южную часть залежи Брокен-Хилл (рудник Нью-Брокен-Хилл). Строение рудных залежей (Curruthers, Pratten, 1961)

1 - рудная залежь В; 2 - рудная залежь А; 3 - верхняя линза № 1; 4 - нижняя линза № 1; 5 - свинцоворудная залежь (линзы № 2 и 3)

Залежь Брокен-Хилл (рис. 53) - главный представитель сульфидно-силикатного типа оруденения. Рудное поле Брокен-Хилл разрабатывается несколькими компаниями, в настоящее время действуют четыре рудника (см. рис. 52). В северной и центральной частях рудного поля руда добывается из двух параллельных линзовидных рудных тел (верхняя линза - № 2 и нижняя - № 3), известных как свинцовая залежь. В южной части рудного поля залегает шесть прослоев, богатых рудой (выше линзы № 2), они известны как цинковая залежь. Залежи или линзы различаются по составу жильных минералов и соотношению металлов.

Линза № 2 характеризуется преобладанием кальцита среди жильных минералов. Сульфидных минералов меньше, чем в линзе № 3. Главные сульфидные минералы - обогащенный железом сфалерит (марматит) и галенит. Отношение галенита к сфалериту ниже, чем в линзе № 3. Второстепенные сульфидные минералы: халькопирит, пирротин и пирит. Жильные минералы: кальцит, кварц, гранат, родонит, бустамит, мангангеденбергит (шефферит) и апатит. Марганцевый волластонит, флюорит и крупные скопления родонита наблюдаются в южной части рудного тела. Марганцево-силикатные минералы содержат кальция больше, чем в линзе № 3.

Линза № 3 характеризуется преобладанием марганцево-силикатных минералов среди жильных минералов. Сфалерита в общем больше, чем галенита, но руда богаче серебром, чем в линзе № 2. Акцессорные сульфидные минералы: арсенопирит, леллингит, пирротин и халькопирит. Жильные минералы: родонит, пироксмангит, гранат, флюорит, незначительное количество кварца и изредка кальцит. Гранобластовая гранатовая порода обычно залегает на границе залежи. Как и в линзе № 2 часть рудного тела с убогим оруденением состоит из богатой кварцем породы с рассеянными сульфидными минералами. Кристаллические сланцы и метакварциты, разделяющие две рудные линзы (№ 2 и 3), содержат жилы галенита (King, O'Driscoll, 1953, Каррутерс, Праттен, 1964).

Цинковая рудная залежь появляется выше линзы № 2 в Южном руднике и уже отчетливо выражена в рудниках Цинк-Корпорейшн и Нью-Брокен-Хилл. Это преимущественно обогащенная кварцем зона средней мощности 45 м, содержащая рассеянные сульфидные минералы, которые в отдельных хорошо выраженных прослоях встречаются в промышленных концентрациях. Сфалерит почти всегда преобладает над галенитом. Два наиболее важных прослоя, по Каррутерсу и Праттену, следующие:

а) залежь А ("родонито-цинковая залежь") встречается ниже залежи В и местами может быть расчленена на верхние и нижние слои, разделяющиеся гранатовым метакварцитом, содержащим рассеянные сульфидные минералы; главные жильные минералы – кварц, марганцевый гранат и родонит;

б) залежь В, нижний из прослоев которой называется "кремнисто-цинковая залежь"; главные жильные минералы – кварц и полевой шпат.

Между залежью А и нижележащей линзой № 2 залегает линза № 1 (висячий бок "цинковорудной залежи"), которая в свою очередь состоит из двух прослоев: верхнего и нижнего. Пространственное расположение и соотношение различных залежей на участке рудника Нью-Брокен-Хилл видно на схематическом разрезе, приведенном Каррутерсом и Праттенем (1964, см. рис. 53).

Залежь Пинаклс, расположенная примерно в 16 км к юго-западу от месторождения Брокен-Хилл, по рудному потенциалу является второй после залежи Брокен-Хилл, но в настоящее время добыча составляет лишь 0,1% от предполагаемой добычи Брокен-Хилла. Главные рудные минералы – галенит и сфалерит, второстепенные сульфидные минералы – пирротин, халькопирит, пирит и леллингит. Жильные минералы представлены главным образом силикатами (гранат, геденбергит, кварц, ортоклаз). Наличие этих минералов указывает, что залежь Пинаклс относится к сульфидно-силикатному типу (т.е. типу Брокен-Хилл).

Рудное тело Пинаклс залегает в сильно нарушенном и смятом западном крыле синклинали Стерлинг-Вейл. Руда, имеющая промышленное значение, встречается только к западу от Южного Пинаклс. Два главных рудника Пинаклс и Консолз разрабатываются до глубины 120 и 90 м. Количество руды уменьшается в северном направлении и северо-западнее Северного Пинаклс. Руда представлена небольшим межпластовым пегматитовым телом с незначительными содержаниями свинца и цинка.

Руда месторождения Брокен-Хилл разрабатывается в основном как сфалерит-галенитовая, но в ней содержатся в небольших количествах многие другие рудные минералы (по Stillwell, 1953, 1959).

А. Первичные минералы

1. Главные минералы (широко распространенные и встречающиеся в больших количествах):

Рудные

Сфалерит, галенит

Жильные

Гранат, родонит, пироксмангит, бустамит, мангангеденбергит, кальцит, кварц

2. Второстепенные минералы (широко распространенные, но встречающиеся в небольших количествах):

Рудные

Пирротин, марказит, халькопирит, арсенопирит, леллингит

Жильные

Калиевый полевой шпат (серый или зеленый ортоклаз), флюорит, апатит

3. Редкие минералы (наблюдаемые микроскопически или локализованные в распространении):

Рудные

Тетраэдрит, дискразит, пираргирит, гудмундит, кубанит, вольфрамит, шеелит, молибденит, кобальтин, пирит, магнетит, менегинит, касситерит, станнин, кобальтовый ульманит, линнеит, брейтгауптит, никелин, борнит, валлерит, бурнонит, буланжерит, джемсонит, бертьерит, штернбергит, золото, сурьма

Жильные

Рутил, манганокальцит, манганволластонит, кнебелит, розпирит, даннеморит, пиросмалит, штуртит, мусковит, биотит, графит, турмалин, роговая обманка, грюнерит, бастнезит, ильваит, ганит, везувианит, хлорит

Б. Вторичные сульфидные минералы

Халькозин, ковеллин, аргентит, штромейерит, джалпаит, вторичный галенит, вторичный белый цинковый сульфид, акантит

В. Минералы зоны окисления

1. Самородные:

Серебро, медь, золото, сурьма

2. Сульфаты:

Англезит, линарит, брошантит, госларит

3. Карбонаты:

Церуссит, малахит, азурит, кальцит, доломит, родохрозит, гидроцинкит, аурихальцит, смитсонит

4. Окислы:

Куприт, мелаконит, лимонит, псиломелан, коронадит, халькофанит

5. Силикаты:

Каолин, хризоколла, каламин

6. Галоиды:

Эмболит, иодирит, иодэмболит, мартит, мейерсит, нантоцит, токорналит, болеит, кераргирит

7. Фосфаты, арсенаты, ванадаты:

Пироморфит, миметит, кампилит, ванадинит, скородит, оливенит

8. Вольфраматы и молибдаты:

Штольцит, распит, вульфенит

Перечисленные минералы указывают на несколько необычную ассоциацию, с очень широким температурным диапазоном формирования. Эту особенность, а также многостадийность рудообразования отмечает А.Д. Щеглов (1971) как характерные черты металлогении срединных массивов.

Большая часть месторождений сульфидно-карбонатного типа расположена на площадях развития ретроградного метаморфизма. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами, богатыми белой слюдой, хлоритом и кварцем. Рудные тела залегают в виде жил более или менее четко выраженного полосчатого строения и обычно приурочены к трещинам, хотя залежь Такаринга (в юго-западной части района), возможно, сформировалась в результате послонного замещения (King, Thomson, 1953).

Большая часть сульфидно-карбонатных тел имеет простой минералогический состав. Первичная руда состоит в значительной степени из крупнозернистого галенита, заключенного в жильном материале, представленном крупнозернистым сидеритом с кварцем (King, Thomson, 1953). Сфалерит и халькопирит в небольших количествах встречаются во многих рудниках. Изредка отмечаются тетраэдрит, джемсонит и неопределимые сульфиды сурьмы и серебра. Довольно обычен вторичный сульфидный минерал халькозин. В зоне окисления распространены серебро, золото, англезит, церуссит, биндгеймит, малахит, азурит, кераргирит, эмболит и атакамит.

Гранат, ганит и голубой кварц, характерные для сульфидно-силикатного типа, отсутствуют в сульфидно-карбонатном типе месторождений. Однако местами наблюдаются постепенные переходы. Например, залежь "Консолз" обладает особенностями, присущими обоим типам, хотя обычно она классифицируется как сульфидно-карбонатная. Лоуренс (Lawrence, 1968) детально описал первичные рудные минералы этой залежи.

Маркам и Лоуренс наблюдали в залежи "Консолз" следующие гипогенные минералы:

1) арсениды и антимониды: скуттерудит, леллингит, сафлорит (?), арсенопирит, кобальтовый ульманнит, брейтгауптит, никелин;

2) сульфосоли серебра: аргентопирит, пираргирит, пиростильфит, стефанит;

3) сульфиды: тетраэдрит, галенит, халькопирит, сфалерит, стибнит;

4) самородные элементы и межметаллические сложные минералы: стибарсен, дискразит, алларгентум, сурьмянистое серебро.

Генезис оруденения в районе Брокен-Хилл давно является предметом дискуссии. Одни исследователи доказывают гидротермальное происхождение месторождения, другие — сингенетичное, метаморфизованное. Согласно гидротермальной гипотезе рудообразование следовало за складчатостью и метаморфизмом. Горячие флюиды, перемещаясь снизу вверх вдоль шарниров складок, замещали благоприятные стратиграфические горизонты или прослои. Изменения боковых пород неинтенсивны, однако почти нет участков, где бы руда непосредственно соприкасалась с относительно неизменными гнейсами. Отдельные участки гнейсов около рудной зоны окварцованы, гранатизированы или серицитизированы. Местами наблюдается осветление вмещающих пород при замещении биотита и силлиманита серицитом.

Сторонники другой гипотезы считают, что рудоотложение происходило одновременно с хемогенным осадконакоплением, а затем в процессе метаморфизма и складкообразования руды претерпели смятие и перекристаллизацию. С этих позиций объяснимы структуры замещения, так как в процессе метаморфизма рудное вещество могло быть мобилизовано и переотложено (Vokes, 1971) или под давлением перемещено в пластичном состоянии от крыльев складок к их замкам.

Обе гипотезы поддерживаются специалистами, детально знакомыми с геологией района. И вместе с тем в каждой из гипотез имеются неясные положения, и не все вопросы могут быть однозначно решены любой из них. Интересные соображения о генезисе подобных месторождений высказывает А.Н. Белевцев (1968).

Сторонники более ранних теорий связывали рудообразование с интрузивным или метаморфическим процессами. Они доказывали, что руда генетически связана с гранитами и пегматитами. В соответствии с гидротермальной теорией руды отложились в зоне максимальной деформации пород, являющихся зонами повышенной проницаемости для гидротермальных растворов.

Сингенетическая гипотеза, предложенная Кингом и Томсоном (King, Thomson, 1953), относительно нова для месторождения Брокен-Хилл. Отмечая поразительную выдержанность линз № 2 и 3, содержащих различные минеральные ассоциации, несмотря на стратиграфическую и пространственную близость, они не могли объяснить это избирательным замещением двух благоприятных пластов. Для такой локальной приуроченности разных по составу (с различным соотношением $Zn:Ag:Pb$) рудных тел, прослеживающихся на протяжении около 6 км, необходимы были бы два различных потока флюидов. Но и в этом случае избирательность замещения на большом участке сильно перемятых и раздробленных пород не была бы выражена столь отчетливо. Кинг и Томсон предположили, что руды отлагались вместе с породами серии Уилльяма, которые позднее претерпели смятие, метаморфизм и гранитизацию. Определения абсолютного возраста, основанные на соотношениях свинцовых изотопов в галенитах, указывают, что основная масса свинца образовалась 1400–1600 млн. лет назад (Russell, Hawley, 1957; Russell, Farquhar, 1960). Но некоторые образцы руд обнаружили аномальный возраст, что также еще требует объяснения.

Остик и др. (Ostic et al., 1967) в работе, посвященной стратиформным месторождениям Австралии, высказали предположение, что рудные залежи этих месторождений могли образоваться как сингенетические формации мелководных морей в связи с подводной вулканической деятельностью. В доказательство приводятся высказывания Ричардса (Richards, 1966) о вулканической природе основной части первоначальных отложений серии Уилльяма (в противоположность мнению Льюиса и др.) и о тесной связи между переслаивающимися сульфидными рудными телами и линзами осадочной железорудной формации. Предполагая связь рудных тел месторождения Брокен-Хилл с вулканизмом и спорадической химической седиментацией, а также ссылаясь на наличие серпентинитового пояса в этом регионе, Остик и др. допускали существование вулканической дуги, проходящей через район Брокен-Хилл.

Несколько трансформировались ранние воззрения Лоуренса (Lawrence, 1967) о связи оруденения с метаморфизмом. Формирование высокометаморфизованных сульфидных месторождений он связывал с образованием так называемой суль-

Рис. 54. Схема рудоносного метапегматита (линза № 2) в Норт-Брокен-Хилл (Lawrence, 1967)

1 - сульфидоносные кварцево-биотитовые гнейсы; 2 - зернистый кальцит с галенитом и сфалеритом; 3 - зернистый кальцит; 4 - крупный галенит; 5 - крупный сфалерит; 6 - бустамит-кальцит-сфалерит; 7 - зернистый кварц; 8 - крупный галенит-бустамит



фидной неоматма, появляющейся вследствие анатексиса. Соображения о метаморфогенном происхождении руд Брокен-Хилл Лоуренс подкрепляет примерами "зернистых рудных фаций", образовавшихся в результате неоматматического фракционирования: 1) сульфидные метапегматиты (рис. 54), 2) метагидротермальные жилы, 3) метадейтерические жилы (позднемагатматические).

С точки зрения Лоуренса, эта гипотеза, хотя и удовлетворительно объясняет особенности месторождения, но остаются нерешенными некоторые проблемы петрогенетического характера. Если принять эту гипотезу, то, по классификации Д.А. Великославинского и др. (Великославинский и др., 1970), Брокен-Хилл следует отнести к группе ортоматморфических месторождений.

Важное место в проблеме генезиса оруденения занимает вопрос об источнике металлов. Пока нет достаточно убедительных данных о связи оруденения с глубинным магматизмом, как нет и доказательств сингенетичности первичной аккумуляции металлов. Этот вопрос пытается разрешить Стентон (Stanton, 1972), сравнивая химические и структурно-минералогические связи сульфидных залежей с полосчатой железорудной формацией района. Как сульфидные тела, так и железорудные образования в числе других сходных признаков проявляют поразительную корреляцию с фторапатитом и локализуются в толщах, обогащенных этим фосфатом. В качестве рабочей гипотезы автор принимает субмаринное эксгальцианно-гидротермальное происхождение месторождения Брокен-Хилл и полосчатой железорудной формации. Имеющийся фактический материал свидетельствует скорее о постметаморфическом рудообразовании, поэтому гидротермальная гипотеза (или метагидротермальная) в настоящее время наиболее популярна.

В рудном районе Брокен-Хилл ежегодно добывается более 1 млн. т свинцово-цинковых руд, из которых, помимо основных компонентов - свинца, цинка и серебра, извлекают кадмий, золото, сурьму, медь и кобальт. В рудах содержатся индий, селен, уран и редкие земли.

Свинцовые концентраты обогатительной фабрики Брокен-Хилл, составляющие 96% шихты завода в Порт-Пири, содержат 73,7-75,7% Pb, 4,5% Zn, 15% S, Ag от 54 до 120 г/т. Завод выдает в год 235 тыс. т свинца, 232,2 т серебра, 186 кг золота и 750 т кадмия в сплавах (содержание кадмия в концентрате - 0,024%) (Hopkins, Nixon, 1965).

Соотношение Cd:Zn в рудах Брокен-Хилла 1:270. Содержание кадмия в цинковом концентрате 0,1-0,4%, а в свинцовом 0,02%. Из общего содержания кадмия в руде Брокен-Хилла 90% извлекается в цинковый концентрат и 6-7% - в свинцовый. Запасы кадмия в месторождении Брокен-Хилл приблизительно 8 тыс. т (или около 40% всех достоверных запасов Австралии). Производство кадмия на заводах в Рисдон, Порт-Пири и Кокл-Крик из концентратов Брокен-Хилла составило: в 1950 г. 254 т, в 1955 г. 265 т, в 1960 г. 246 т, в 1965 г. 445 т, в 1968 г. 406 т.

1 т типичных цинковых концентратов из Брокен-Хилла содержит: цинка 52,60%, кадмия 0,20%, серы 30,98%, свинца 0,80%, меди 0,09%, серебра 21 г/т, золота

0,2 г/т. Концентрат из Брокен-Хилла, доставляемый на завод в Кокл-Крик, состоит (по весу) из двух третей цинкового концентрата (52,2% Zn и 0,2% Cd) и трети свинцового концентрата (77% Pb и 0,02% Cd). Свинцовые концентраты содержат также 0,009% висмута, но висмут из них при плавке на заводах не извлекается (Hopkins, Nixon, 1965).

В сфалерите из руд месторождения Брокен-Хилл, по данным Андерсона (1959), содержится 100 г/т индия. Это внушительная цифра, особенно если учесть, что 70% основных запасов цинка в Австралии сконцентрировано в месторождении Брокен-Хилл.

Содержание селена в пирротине из руд Брокен-Хилла (рудник Цинк-Корпорейшн) колеблется от 0,0001 до 0,003%, в халькопирите из Нью-Брокен-Хилла и Саут-Брокен-Хилла составляет 0,003%, в леллингите и арсенопирите из Саут-Брокен-Хилла до 0,005%, в сфалерите 0,0001-0,0008%, в галените 0,0001-0,0003% (Edwards, Carlos, 1954).

Месторождение Радий-Хилл

Урановое месторождение Радий-Хилл располагается в 320 км к северо-востоку от г. Порт-Пири и в 96 км к юго-западу от свинцово-цинковых рудников Брокен-Хилла. Открыто в 1906 г. и sporadически разрабатывалось в течение последующих 25 лет. Из 95 т концентратов было получено 350 мг бромидов радия.

В 1944 г. эксплуатационные работы были начаты Южно-Австралийским Горным департаментом. Главной проблемой на этом этапе работ было наиболее полное и совершенное отделение рудных минералов, находившихся в тесном и сложном прорастании с ильменитом. Исследованиями, проводимыми в лабораториях Горного департамента, были найдены новые способы обогащения. Полное развитие работ на руднике относится к 1954 г. Месторождение разрабатывалось в течение 7 лет, а в декабре 1961 г. работы были приостановлены из-за отсутствия запасов легко доступной руды. Шахта к этому времени достигла глубины 330 м.

Оруденение локализуется в трещинах и сколовых зонах в нижнепротерозойских гнейсах и кристаллических сланцах в ассоциации с дайками кислых и основных пород. Основные интрузивы представлены более древними силлоподобными амфиболитами и более молодыми амфиболитами. С интрузиями кислых пород связаны пегматиты. В 1,5 км к юго-западу от рудника нижнепротерозойские породы несогласно перекрываются верхнепротерозойскими тиллитами группы Аделаида. Возраст минерализации, определенный свинцово-изотопным методом, 1730 млн. лет.

Главный рудный минерал - давидит - является сложным титанатом железа, урана и редких земель. Давидит из Радий-Хилл обычно содержит 9% U_3O_8 и встречается в тесной ассоциации с ильменитом, магнетитом, рутилом, гематитом, кварцем и биотитом. Минерализация концентрируется вдоль крутопадающих зон скальвания и дробления пород, ориентированных под острым углом к простиранию вмещающих пород.

На месторождении прослеживаются три субпараллельные зоны скальвания, но отмечается некоторая их конвергенция и разветвление. Кроме этих главных систем дислоцированных и минерализованных зон, подобная пара почти параллельных рукавообразных залежей находится в 1 км к югу от главной системы. Сравнительно высокосортная руда добывалась из этой южной группы рудных тел. Средняя мощность этих залежей в зонах скальвания 1,2 м.

Интенсивность минерализации и содержание давидита очень непостоянны. Обычно руда содержит от 1 до 3% давидита. Различаются несколько типов оруденения. В типичной рукавообразной жиле можно наблюдать постепенный переход, начиная с обособления очковых выделений биотита и кварца, заключенных в полосчатом гнейсе. При добавлении железа и титана (с ураном или без него) в этих обособлениях формируется тип руды, известный у местных геологов как нодулярная руда. Увеличение степени брекчирования сопровож-

дается более интенсивным развитием процессов замещения, и в результате крупнозернистая руда может содержать бронзовый биотит, кварц, ильменит, рутил, гематит и давидит.

Жилы в зонах скалывания и залежи выдержанные и прослеживаются по простиранию на несколько тысяч метров за пределы промышленного оруденения, которое, как предполагают, ограничено зонами локального изменения в простирании, способствовавшего приоткрытию или расширению рудных каналов.

Концентраты из Радиум-Хилла содержат значительные количества окислов лантана, церия, иттрия и скандия. В течение последних лет окись скандия получали от остаточного раствора с урановой обогатительной установки. Было произведено 136 кг окиси скандия высокой чистоты. Запасы окиси скандия в остатках достигают нескольких тонн (Parkin, 1965; Parkin, Glasson, 1954).

В 64 км к северо-востоку от Радиум-Хилла в гранитах и пегматитах, прослеживающихся в виде сравнительно узкого пояса протяженностью около 10 км, встречен давидит, а в некоторых из пегматитовых тел – монацит. Еще далее к северо-востоку, в рудном районе Брокен-Хилл, урановая минерализация ассоциирует со свинцово-цинковым или медным оруденением. В рудных телах наблюдаются урановые минералы – уранинит и давидит (Stewart, 1966).

* * *

Провинция Брокен-Хилл характеризуется редкометальной минерализацией в пегматитах. Здесь выделяются три пегматитовых поля: 1) Булкумата-Бимбури с бериллиевой и урановой минерализацией – в восточной части провинции; 2) Эгебек с тантало-бериллиевой минерализацией – к юго-востоку от г. Брокен-Хилл; 3) Эуриови с олово-бериллий-литиевой минерализацией – в северной части провинции.

Пегматиты распространены повсеместно. Они слагают в различных породах дайки, силлы или тела неправильной формы, а также пропитывают осадочные породы и гнейсы до почти полного замещения в отдельных участках. В северо-западной части провинции пегматиты слагают большие крупнозернистые тела неправильной формы, протяженностью до нескольких километров, включающие ксенолиты вмещающих пород.

Возраст пегматитов этой провинции ниже-среднепротерозойский (1550–1530 млн. лет).

Для пегматитов известно два химических анализа: 1) SiO_2 70,54; Al_2O_3 13,58; Fe_2O_3 0,80; FeO 1,17; MgO 0,43; CaO 1,60; Na_2O 1,45; K_2O 8,81; H_2O^+ 0,26; H_2O^- 0,08; CO_2 0,02; TiO_2 0,20; P_2O_5 0,94; MnO 0,24; Cl 0,02; BaO 0,17; сумма 100,31. 2) SiO_2 85,52; Al_2O_3 16,49; Fe_2O_3 0,14; FeO 0,18; MgO 0,11; CaO 0,76; Na_2O 1,89; K_2O 10,87; H_2O^+ 0,23; H_2O^- 0,09; CO_2 0,07; TiO_2 н.о.; P_2O_5 0,12; MnO 0,06; Cl 0,02; BaO 0,08; FeS_2 1,08; CuO 0,78; ZnO 1,01; PbS 0,78; сумма 100,28 (Joplin, 1963).

В западной части провинции Брокен-Хилл более молодые массивные граниты "Манди-Манди" образуют пять штоков и многочисленные дайки. Один из штоков выходит в районе пегматитового поля Эуриови.

Пегматитовое поле Булкумата-Бимбури

Пегматитовое поле Булкумата-Бимбури находится в 100–120 км к западу от г. Брокен-Хилл. Пегматиты интродуцируют в основном метаморфические породы и локализованы вокруг массива мигматит-гранитного батолита Булкумата, залегающего в нижнепротерозойских сланцах и гнейсах. Очень редко пегматиты встречаются в самих гранитах (рис. 55). Здесь описано около 20 рудопроявлений берилла (Forbes, 1958). Наиболее крупное месторождение находится в 2,5 км от населенного пункта Уипераминга-Хилл. Там встречены кристаллы берилла длиной до 30–35 см и диаметром 15 см. Длина пегматитовых тел от 10 до нескольких десятков метров и более. Залегание большинства пегматитов согласное с направлением сланцеватости. Исключение составляют пегматиты Уипераминга-Хилл, где серии параллельных пегматитовых жил секут сланце-

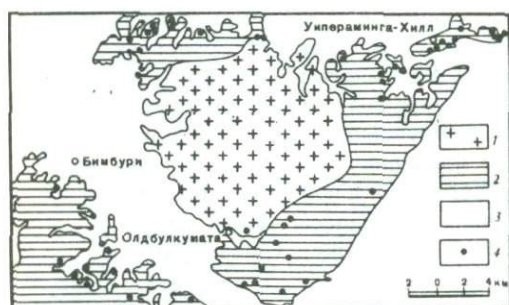


Рис. 55. Схема размещения пегматитовых рудопроявлений берилла в районе Булкумата, провинция Брокен-Хилл (Forbes, 1958)

1 - граниты Булкумата; 2 - метаморфические вмещающие породы; 3 - четвертичные отложения; 4 - рудопроявления берилла

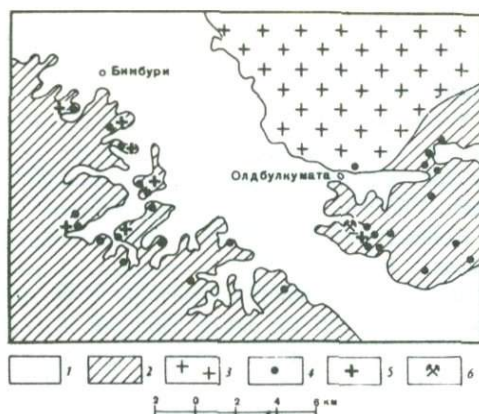


Рис. 56. Схема размещения бериллиевой и урановой минерализации в пегматитах района Булкумата (Forbes, 1958)

1 - четвертичные отложения; 2 - метаморфические породы; 3 - граниты Булкумата; 4 - точки бериллиевой минерализации; 5 - точки урановой минерализации; 6 - рудники

ватость. Хорошо выраженные кварцевые ядра присутствуют во многих пегматитах. Среди полевых шпатов отмечаются микроклин и альбит; в некоторых телах альбит преобладает. Кристаллы берилла локализуются близ границ с кварцевыми ядрами.

Размещение берилловых пегматитов вокруг массива Булкумата (рис. 56) подтверждает вывод Хейнриха (Heinrich, 1958) о том, что бериллоносные пегматиты локализуются обычно у границ с материнскими плутонами и секут метаморфические породы вокруг них. Пегматиты месторождения Булкумата разрабатывались на полевой шпат с попутной добычей берилла (Campana, King, 1958; Forbes, 1958). Всего получено 97 т бериллового концентрата.

На месторождении Бимбури различают два типа бериллоносных пегматитов: 1) удлиненно-овальные тела, в которых линзовидные скопления берилла приурочены к краям кварцевых ядер; 2) жильные тела берилла в секущих жилах кварца (Нием, 1958). Последние также несут урановую минерализацию (рис. 57).

Из этого месторождения к концу 1961 г. получено 217 т берилла (Rayner, 1958). Дальнейшая разработка его на берилл зависит от разработки на полевые шпаты, слюду и уран.

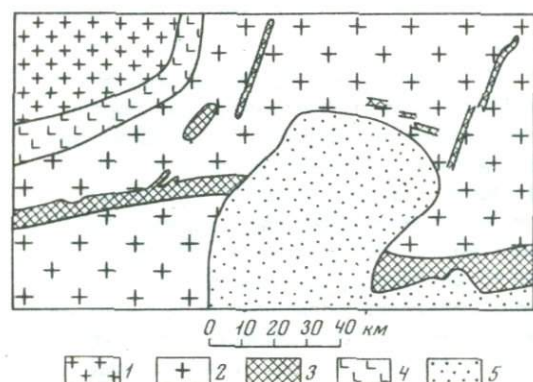


Рис. 57. Схема расположения жил ураноносных пегматитов вблизи Бимбури (заявка 2341, Forbes, 1958₃)

1 - гибридные граниты; 2 - кислые граниты; 3 - пегматиты; 4 - метаморфические породы; 5 - наносы

В этом же районе имеется месторождение уранинита, пироклор-микролита и вторичных урановых минералов; отмечена тесная ассоциация их с бериллом. В настоящее время месторождение полностью выработано на берилл, урановые минералы добывались попутно. Последние представлены уранинитом, гуммитом, метаотунитом, бета-уранофаном (уранотилом), пироклор-микролитом и тесно ассоциируют с бериллом, кварцем и мусковитом.

Танталит-колумбит встречен в нескольких пегматитовых телах месторождения Булкупмата (Сапрапа, King, 1958) и в коре выветривания.

Тантал и ниобий входят также в состав титановых минералов (в основном ильменорутил), обнаруженных в пегматитах этого района. Пробы из рудопроявления Маунт-Виктория содержали 44,8% $TaNb_2O_5$.

Пегматитовое поле Эгебек

Пегматитовое поле Эгебек находится в 50 км к юго-западу от Брокен-Хилла. Пегматиты интрузируют метаморфическую толщу Уильяма и слагают неправильные линзообразные тела и дайки. Провинция Брокен-Хилл была главным источником полевого шпата в Новом Южном Уэльсе (продукция 87 684 т). Большая часть продукции получена на месторождении Эгебек (Rayner, Hall, 1955; Уупп, 1961). С полевым шпатом ассоциируют берилл и слюда. Кроме месторождения Эгебек к этому рудному полю относятся месторождения Трипл-Ченс, Такаринга, Леди-Берил и Спар-Ридж, где также добывались полевой шпат, берилл и колумбит.

На месторождении Эгебек (Rayner, Hall, 1955) берилл добывается из пегматитов вместе с калиевым полевым шпатом и слюдой. Среднее содержание берилла менее 1%. Основную продукцию давали рудники Леди-Берил и Трипл-Ченс (132 т берилла со средним содержанием BeO 12,6%). В пегматите кристаллы берилла чаще отмечаются спорадически, реже присутствуют довольно богатые зоны. На руднике Леди-Берил встречены крупные кристаллы длиной 2 м. В образцах из карьера Рондома установлено 11,4% BeO .

На руднике Трипл-Ченс добыто в 1965 г. 26 т, 1966 г. 39 т, в 1967 г. 44 т, в 1968 г. 2 т (Gourlay, 1969).

Мусковит добывался из пегматитов в районе Эгебек попутно с полевым шпатом. В 1958 г. добыто 174 т мусковита.

Месторождение Эуриови

Месторождение Эуриови – единственное значительное месторождение лития в провинции Брокен-Хилл. Промышленный минерал – амблигонит, тесно ассоциирующий с кварцем в пегматитах и грейзенах. В коре выветривания амблигонит образует включения в основной массе белого глинистого материала. С 1934 г. (с перерывами) получено 84 т амблигонита (McLeod, 1965₂). Попутно было добыто небольшое количество берилла и слюды.

На амблигонитовом руднике Трайдент, в 65 км к северу от Брокен-Хилла, получено небольшое количество микролита и воробьевита, содержащего 10,1–11,5% BeO и 1,3% Cs_2O . Запасы берилла незначительны. Единичные кристаллы найдены в окрестностях Томпсонского водоема в 40 км к северо-востоку от Брокен-Хилла и в полевошпатовых отвалах в Скилбекс в 12 км к северо-западу от Брокен-Хилла.

Глава XII

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАСМАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Восточное обрамление Австралийской платформы – Тасманский складчатый пояс – является частью планетарного подвижного Тихоокеанского пояса и, как один из сегментов Тихоокеанского кольца, характеризуется соответствующими

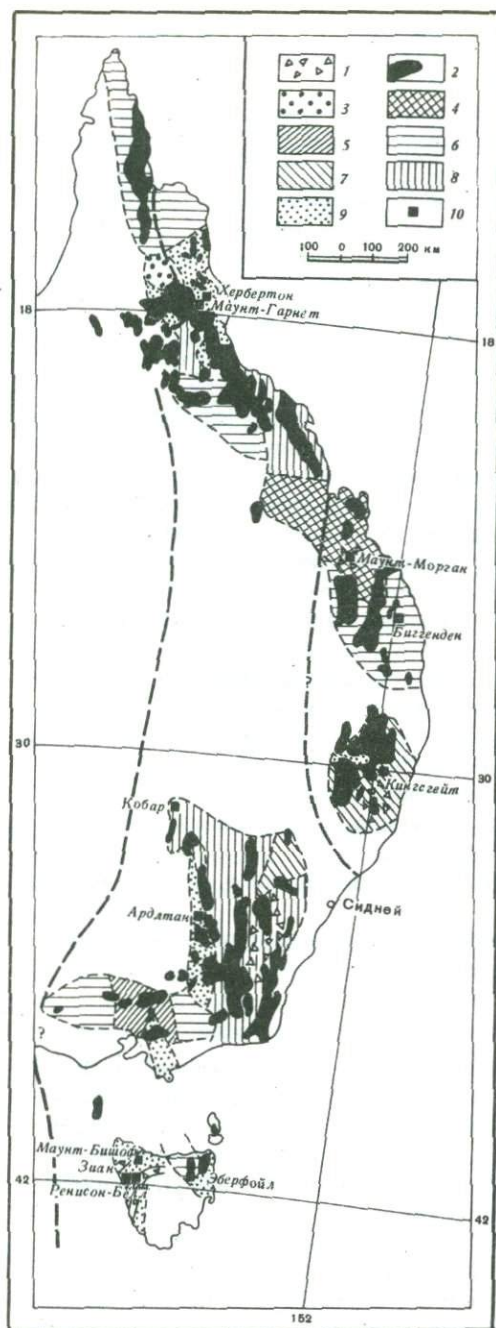


Рис. 58. Металлогенические районы Тасманской зоны, по Соломону и др. (Solomon et al., 1972)

1 - районы распространения кислых и средних вулканогенных пород; 2 - гранитные массивы; районы с различной минерализацией: 3 - Cu-Pb-Zn-Ag; 4 - Cu-Au, Ag+Mo; 5 - Au, Sb; 6 - Au; 7 - Au-Cu, Sb; 8 - Au-Cu; 9 - Sn, W, Mo (+Sb+Bi); 10 - месторождения

особенностями строения и металлогении, позволяющими сравнивать его с другими областями этой крупнейшей структуры.

Тасманский палеозойский складчатый пояс представляет собой сложную структурную зону, которая и в процессе геосинклинального развития, и в последующие этапы складкообразования и проявления магматизма отличалась большой неоднородностью. Это сказалось и на особенностях металлогении этого региона. Выделяемые здесь две складчатые системы - Лакланская, развитие которой закончилось в девоне, и Новая Англия, формирование которой завершилось в перми, характеризуются сравнительно четко выраженным обособлением и меридиональной ориентировкой региональных складчатых структур.

Некоторые исследователи выделяют в Тасманской зоне четыре орогенические провинции: Лакланскую, Новую Англию, трог Ходжкинсон и Северо-Квинслендскую (Solomon et al., 1972). Рассматривая Тасманскую складчатую область как единую металлогеническую провинцию, Соломон и др. выделяют в ней четыре субпровинции, соответствующие

четырем вышеуказанным орогеническим провинциям. В каждой из металлогенических субпровинций ими выделены в свою очередь металлогенические районы (рис. 58). Принцип выделения всех подразделений структурно-формационный, т. е. авторы принимают во внимание прежде всего тектоно-металлогенические эпохи в пределах главного тектонического крупного элемента, в данном случае Тасманской складчатой области. Они отмечают общую тенденцию развития структур, магматизма и рудообразования, выразившуюся в последовательном уменьшении возраста в направлении к северу и востоку. Это находится в полном соответствии с направлением развития и стабилизации Тасманской зоны в целом.

Однородные ассоциации руд и пород, наблюдающиеся в повторных фазах минерализации от кембрия до пермо-триаса, отражают, по их мнению, гомогенность Тасманской провинции и сходство последовательных тектонических цик-

лов. Тасманская зона характеризуется наличием офиолитов, обилием син- и посторогенных гранитных плутонов и сравнительно широким распространением кислых и средних вулканогенных пород. С гранитными плутонами связывают месторождения золота, меди, олова, молибдена, сурьмы и висмута, с вулканидами — медно-свинцово-цинковое оруденение.

Изотопные определения возраста, выполненные в 1964–1969 гг. (Webb, 1969), позволили выделить в Восточном Квинсленде четыре эпохи минерализации, связанные с интрузивной деятельностью: ордовик-ранний девон (455–395 млн. лет), карбон (330–280 млн. лет); поздняя пермь — средний триас (235–220 млн. лет) и ранний мел (125 млн. лет). Периоды минерализации названы Уэббом соответственно эпохами: Равенсвуд, Хербертон, Джимпи и Маккей.

Выделяемые нами в Тасманской складчатой области пять провинций, интересных в отношении редкометального оруденения, сопоставимы с соответствующими металлогеническими районами Соломона и др. (см. рис. 29 и 58). Эти металлогенические провинции (Лайелл, Матина, Каптинс-Флат, Хербертон и Новая Англия) рассматриваются ниже в последовательности их тектонического развития, от более древних к более молодым.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ (С КАДМИЕМ, ТЕЛЛУРОМ, СЕЛЕНОМ), ОЛОВОРУДНЫЕ (С ИНДИЕМ) И ОЛОВО-ВОЛЬФРАМО-ВИСМУТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Провинция Лайелл

Начало геосинклинального режима в Тасмании относится к самым верхам докембрия — низам кембрия, наиболее ранние проявления эвгеосинклинальных фаций этого возраста известны в провинции Лайелл. Осадконакопление, сопровождаемое вулканизмом, продолжалось до среднего девона и закончилось широким внедрением гранитных интрузий, с которыми связывают генезис многих месторождений Западной Тасмании.

Формирование складчатости и разрывных нарушений в палеозойских породах в значительной мере зависело от существовавшего здесь жесткого блока докембрийских пород (блок Тайен), что сказалось на их ориентировке и особенностях строения (Solomon, 1965).

В провинции Лайелл концентрируются наиболее крупные полиметаллические, меднорудные и оловорудные месторождения Западной Тасмании: Рид-Розбери, Маунт-Лайелл, Зиан-Дандас, Ренисон-Белл и др. (рис. 58).

Рудный район Розбери

Рудный район Розбери-Уилльямсфорд располагается в западной части о. Тасмания, в 112 км к югу от г. Берни и приблизительно в 32 км от побережья. Горные работы проводились на рудниках Розбери, Геркулес и Маунт-Фарелл. Помимо этих крупных колчеданно-полиметаллических месторождений, в районе известны многочисленные небольшие свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления. На юге рудный район сливается с рудным районом Зиан-Дандас.

Месторождение Рид-Розбери было открыто в 1893 г. Среднее содержание свинца в рудах 6%, цинка 20%, меди 0,9%, серебра 200 г/т, золота 3 г/т. Рудный район сложен кембрийскими породами серии Дандас, собранными в складки и нарушенными разломами. Наиболее распространенные отложения, слагающие центральную часть района, представлены массивными пирокластическими породами (рис. 59), состоящими из агломератов, туфов и лав, а к востоку и западу от них развиты слоистые аспидные сланцы, туфы и песчаники.

Массивные пирокластические породы несогласно залегают на слоистых породах, вдоль контакта отмечаются разрывные нарушения. Слоистые отложения, с запада и востока окаймляющие массивные пирокластические породы, на обоих флангах имеют одинаковые падения (к западу). Лофтус-Хиллс, рассматривая структуру района как синклинальную, предполагает, что слоистые породы на

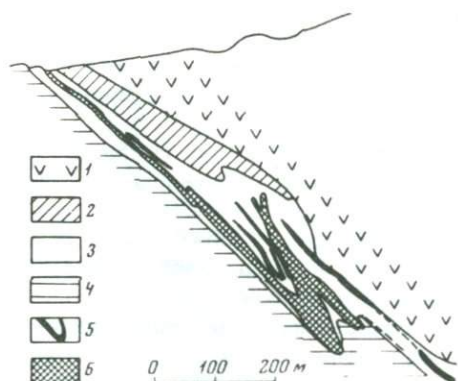


Рис. 59. Месторождение Рид-Розбери. Схематический поперечный разрез (Solomon et al., 1969)

1 - пирокластические породы; 2 - асидные сланцы; 3 - карбонатно-глинистые породы; 4 - кристаллические сланцы; 5 - баритовые рудные тела; 6 - цинково-свинцовое рудное тело

западе имеют опрокинутое залегание. Другие исследователи считают наличие предполагаемой синклинальной структуры недоказанным.

Месторождение Розбери - колчеданного типа, со стратифицированным пластовым оруденением. Рудовмещающие породы - серицитовые туфогенные сланцы мощностью 45 м - согласно перекрываются черными карбонатными сланцами и подстилаются свитой брекчированных пирокластических пород. Наиболее интенсивная минерализация приурочена к тонкозернистым туфогенным сланцам слоистых серий, преимущественно вблизи границы их с массивными пирокластическими породами, на участках, осложненных складчатостью и разломами. На этих участках породы сильно раздроблены, а интенсивно развитый кливаж почти полностью затушевывает слоистость. В зонах оруденения породы серицитизированы, хлоритизированы и каолинизированы.

Рудные тела представляют собой серии кулисообразных залежей, выклинивающихся по мере приближения к породам лежачего бока и при углублении в южном направлении. В то же время появляются другие линзы, находящиеся ближе к висячему боку и образующие с первыми кулису (см. рис. 59). Во вмещающих породах отмечаются вкрапленность и прожилки пирита. Руды тонкозернистые и содержат около 75% сульфидных минералов, в том числе 31% сфалерита, 37% пирита, 7% галенита и небольшие количества халькопирита, бурнонита, арсенопирита и пирротина. Жильные минералы представлены карбонатами, кварцем, баритом и хлоритом (Hall, Druett, 1965). Глубина зоны окисления невелика, и первичные сульфиды наблюдаются в нескольких метрах от поверхности. Месторождение вскрыто рядом выработок с поверхности до 8-го горизонта и шахтой до 14-го горизонта. Рудные тела прослеживаются на протяжении свыше 1500 м и на глубину по падению более 660 м.

Холл и Друэт (Hall, Druett, 1965) считают генезис оруденения этого района гидротермальным, точнее мезотермальным. Иной точки зрения придерживаются Остик и др. (Ostic et al., 1967), полагающие, что вдоль осевой части эвгеосинклинали, проходящей через этот район в среднем кембрии, располагалась цепь вулканических островов, с которых сносился в прогиб пирокластический материал. Одновременно на отдельных участках накапливались угленосные отложения. Вот с этой ассоциацией вулканогенно-осадочных и угленосных отложений, по мнению Остика и др., связаны сингенетичные сульфидные рудные тела.

Соломон и др. (Solomon et al., 1969), исследуя изотопный состав серы в рудах месторождений Маунт-Лайелл, Розбери и Маунт-Фарелл, выявили определенную степень обогащения изотопом $\delta^{34}\text{S}$ по сравнению с серой метеоритов, а также сравнительно узкий диапазон колебаний значений $\delta^{34}\text{S}$ (среднее +10,9% для пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовой руды Розбери и +14,1% для галенит-сфалеритовой руды Маунт-Фарелл).

Направленное увеличение обогащения $\delta^{34}\text{S}$ в ряду Маунт-Лайелл-Розбери-Маунт-Фарелл авторы связывают с классической парагенетической последовательностью обогащения руд медью, цинком и свинцом. По их мнению, различия в значениях $\delta^{34}\text{S}$ в составе руд этих месторождений не могут быть связаны с какими-либо изменениями вмещающих вулканогенных пород, поскольку вулканы по своему минералогическому и химическому составу очень однородны.

на всем протяжении зоны эффузивных пород вулканической дуги Маунт-Рид. Отрицая, таким образом, возможность выщелачивания металлов и серы из боковых вулканических пород, Соломон и др. предполагают участие в рудоотложении самостоятельного (вероятно, магматического) источника.

Указывая, что изотопные данные не могут достаточно удовлетворительно объяснить природу рудных растворов, авторы отмечают возможность происхождения этих растворов из различных источников, в том числе и возможное участие в их формировании морских и метеорных вод.

Бретуайт (Brathwaite, 1972), детально изучавший структуру и историю формирования месторождения, считает, что рудные тела были образованы как согласные линзовидные залежи, вероятно, во время особой фазы кембрийской вулканической деятельности.

Гровс и Лофтус-Хиллс (Groves, Loftus-Hills, 1968), говоря о низких содержаниях кадмия в сфалеритах из полосчатых свинцово-цинковых руд месторождения Розбери (по сравнению с рудами других месторождений Тасмании), указывали, что эта характерная особенность месторождений, приуроченных к вулканогенным породам, — возможный результат связи рудоотложения с вулканизмом.

В.Л. Барсуков (1972), посетивший в составе группы советских геологов некоторые сульфидно-касситеритовые месторождения Западной Тасмании, отмечает пространственную и временную связь месторождений с палеозойскими гранитоидами.

Месторождения рудного района Рид-Розбери (собственно Розбери, Геркулес, Маунт-Фарелл) поставляют кадмийсодержащий цинковый концентрат на электролитический завод в г. Рисдон, вблизи Хобарта. Концентраты, произведенные с 1951 по 1961 г., содержали 550 т кадмия. Руды месторождения Геркулес содержат 0,035 Cd, а Розбери — 0,038 Cd ("Australian...", 1965).

Из цинковых концентратов, поступающих с рудников района Розбери на завод в г. Рисдон, было произведено кадмия: в 1965 г. 79 т, в 1966 г. 70 т, в 1967 г. 73 т, в 1968 г. 65 т, в 1969 г. 74 т. Кроме того, по данным химических анализов, в пирите месторождения Розбери содержится 0,0030% селена, а рудника Геркулес — 0,0035%.

Рудный район Маунт-Лайелл

Рудный район Маунт-Лайелл, расположенный на западном побережье о. Тасмания, является одним из старейших и наиболее продуктивных районов Австралии. После начала горных работ в 1883 г. добыча рудного поля составила приблизительно 600 тыс. т меди, 17520 кг золота и 384360 кг серебра. Запасы руды, несмотря на низкие содержания, достаточны для обеспечения добычи на многие годы.

Месторождение Маунт-Лайелл находится в пределах узкого меридионально ориентированного пояса вулканогенных пород кембрия, известного как дуга Маунт-Рид. Вулканыты Маунт-Рид состоят преимущественно из риолитов, кератофиров и кварцевых кератофиров в ассоциации с туфами, вулканическими брекчиями и осадочными отложениями. В верхней части разреза, вблизи контакта вулканических Маунт-Рид с согласно перекрывающимися их породами ордовика, они изменены до хлоритовых и серицитовых сланцев (так называемые сланцы Маунт-Лайелл).

Восточная часть рудного района сложена в основном ордовикскими конгломератами свиты Вест-Кост-Рейндж и согласно перекрывающимися их известняками Гордон. Мощность сильно окремнелых конгломератов и песчаников Вест-Кост-Рейндж, расчленяемых в районе месторождения на три пачки (нижний, средний и верхний Оуэн), 900 м. Рудные залежи приурочены к контакту конгломератов и сланцев, осложненному разрывными нарушениями (Solomon, Elms, 1965) и второстепенными складками (рис. 60).

По характеру оруденения месторождения района Маунт-Лайелл могут быть подразделены на три типа:

- 1) с массивными пирит-халькопиритовыми рудами;
- 2) с рассеянным пирит-халькопиритовым оруденением;
- 3) с халькопирит-борнитовым оруденением.

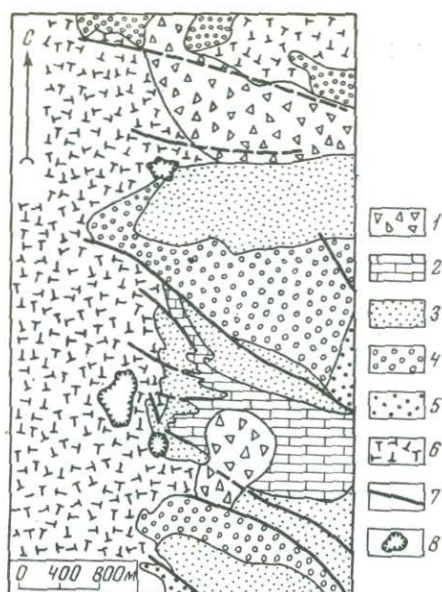


Рис. 60. Геологическая карта района месторождения Маунт-Лайелл (Solomon, Elms, 1965)

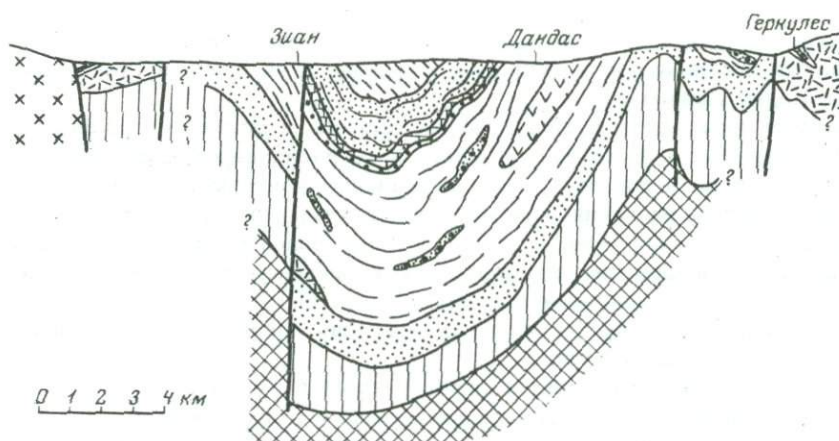
1 - плейстоценовая морена; 2 - 5 - ордовик: 2 - известняки Гордон, 3 - верхний Оуэн, 4 - средний Оуэн, 5 - нижний Оуэн; 6 - вулканиты Маунт-Рид (кембрий); 7 - разломы; 8 - контуры выработок

Наибольший промышленный интерес представляют месторождения первого типа (рудники Саут-Лайелл и Айрон-Блу). Рудное тело Айрон-Блу в зоне окисления сложено гематитом, содержащим золото, и вначале разрабатывалось на золото. Первичная неокисленная руда на 85% состоит из пирита. Минералы меди представлены халькопиритом, энаргитом, тетраэдритом, борнитом и халькозином. Содержание меди в богатых столбах достигает 11%, среднее содержание 2%.

Главные рудные тела с рассеянным пирит-халькопиритовым оруденением Вест-Лайелл, Ройял-Тарсис и Комсток. Рудные линзы также кулисообразно расположены вдоль контакта сланцев и конгломератов Оуэн. Халькопирит-борнитовые руды концентрируются на участке Норт-Лайелл. Они содержат в небольших количествах пирит, халькозин, сфалерит, галенит, тетраэдрит, энаргит и золото.

Соломон и Элмс (Solomon, Elms, 1965) считают месторождение гидротермальным, среднетемпературным. Маркам (Markham, 1968) предполагает возможность генетической связи между минерализацией и кембрийским вулканизмом, так как, по его мнению, в различных месторождениях этого рудного района наблюдается и субвулканогенно-гидротермальная и эксгальационно-осадочная минерализация.

3



Изотопные исследования серы сульфидов Маунт-Лайелл, проведенные Соломоном и др. (Solomon et al., 1969), показали, что изотопные соотношения распределяются по двум группам. Первая из них по количеству изотопа $\delta^{34}\text{S}$ сходна с сульфидами фумарол Новой Зеландии и третичными вулканическими рудами Японии. Вторая группа - сера пирита, борнита и халькопирита северного участка. Вероятно, здесь сульфиды образовались путем мобилизации более легкой серы из ранне существовавших руд во время метаморфической или поздневулканической стадии.

По данным Эдвардса и Карлоса (Edwards, Carlos, 1954), в пиритовых концентратах месторождения Маунт-Лайелл содержится 0,0038-0,0050% селена, в медных - 0,0046% (в массивном халькопирите 0,0041%). Черновая медь, полученная при переработке медных концентратов Маунт-Лайелл, содержала 0,019% селена. В двух образцах сфалерита было выявлено от 0,15 до 0,35% кадмия (Groves, Loftus-Hills, 1968).

Месторождения Зиан и Дандас

В рудном районе Химскирк-Зиан в Западной Тасмании представлена интенсивная и разнообразная минерализация. Здесь известны оловорудные (Химскирк, открыт в 1879 г.), полиметаллические (Зиан и Дандас, первое открыто в 1882 г.), медно- и серебро-свинцовые месторождения.

Наиболее древние породы в районе - докембрийские черные сланцы с прослоями тиллита - обнажаются на севере. На них с заметным несогласием залегают кембрийские породы группы Дандас, представленные лавами, туфами, сланцами и кварцитами, перекрывающиеся в свою очередь конгломератами и кварцитами ордовика (группа Джунин). Осадочные палеозойские породы обнажаются в восточной части района, а на западе имеются выходы гранитов (шток Химскирк девонского возраста) и основных изверженных пород, по-видимому, кембрийского возраста (Solomon, 1965). Все породы смяты в складки (в девонское время) и в районе интенсивно развиты сбросовые нарушения. Главная структура района - синклиналь Зиан (рис. 61), к западу от нее - антиклиналь Профессор.

Полиметаллическое оруденение приурочено к юго-восточной границе гранитного штока Химскирк. В распределении оруденения отмечается зональность (Both, Williams, 1968). В самих гранитах (до 1,5 км от их контакта) залегают оловорудные тела, состоящие из кварц-турмалин-касситеритовых грейзеновых жил. Некоторые из них содержат вольфрамит, пирит, арсенопирит и другие сульфиды. Вблизи контакта гранитов с вмещающими породами содержание сульфидов в рудах повышается и появляются сфалерит, галенит и тетраэдрит. Вторая зона контактово-метасоматическая с магнетитовым и сульфидным оруденением в скарнах, третья - полиметаллические руды, четвертая - серебро-свинцовые.

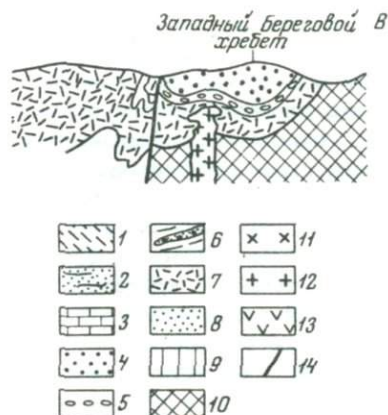


Рис. 61. Геологический профиль Западной Тасмании в районе месторождений Зиан-Дандас-Геркулес (Solomon, 1965)

1 - глинистые сланцы, девон; 2 - песчаники, глинистые сланцы, силур; 3-5 - ордовик; 3 - известняки Гордон, 4 - конгломераты Оуэн, 5 - конгломераты Джукс; 6-8 - кембрий: 6 - граувакки, аргиллиты, конгломераты, вулканыты, 7 - вулканыты Маунт-Рид, 8 - песчаники, доломиты; 9 - кварциты (верхний докембрий); 10 - кристаллические сланцы (нижний докембрий); 11 - граниты (девон-карбон); 12 - граниты (кембрий); 13 - серпентиниты, габбро (кембрий); 14 - разрывные нарушения

Таблица 16. Средние содержания кадмия в тасманских сфалеритах

Тип месторождения	Наименование месторождения	Количество образцов	Cd, %
Сульфидно-касситеритовые месторождения (колчеданно-оловорудные)	Маунт-Бишоф	10	0,32
	Кливленд	5	0,27
	Ренисон-Белл	4	0,21
		19	Среднее 0,29
Свинцово-цинковые трещинные жилы	Варата	9	0,34
	Тулла	6	0,34
	Северо-Восточный		
	Дандас	5	0,28
	Зиан	19	0,29
	39	Среднее 0,31	
Залежи колчеданно-полиметаллических руд в вулканогенных породах	Геркулес	8	0,14
	Розбери	8	0,16
		16	Среднее 0,15
Залежи медно-колчеданных руд в вулканогенных породах	Маунт-Лайелл	6	0,26

Рудные тела с полиметаллическим оруденением залегают вдоль сбросовых зон, зон скальвания, брекчирования и трещиноватости, которые явились результатом орогенических движений в девонское время. Эти зоны имеют север-северо-западное до север-северо-восточного простирание и крутые падения. Рудные тела - обычно линзовидной формы, иногда это ветвящиеся неправильной формы жилы или субпараллельные жилы в зонах скальвания.

Рудник Дандас расположен в 5 км к востоку от рудника Зиан. Рудные столбы избирательно обогащены галенитом или сфалеритом. Селективно разрабатываются на свинец. По данным аналитических исследований (Groves, Loftus-Hills, 1968), в сфалеритах полиметаллических месторождений Зиан и Дандас содержится около 0,3% кадмия, а в единичных образцах - до 0,8% (табл. 16).

Месторождение Ренисон-Белл

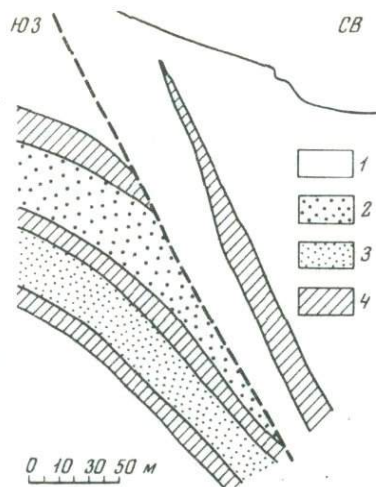
Оловорудное поле Ренисон-Белл расположено в 14 км к северо-востоку от рудника Зиан. Месторождение было открыто в 1890 г. На западе района развиты докембрийские кварциты и сланцы, на востоке - кембрийские отложения группы Дандас, представленные сланцами и песчаниками с прослоями туфогенных пород. Смятые в пологие складки осадочные отложения были интродуцированы вначале дайками габбро (в кембрии?), а позже, в девоне, дайками кварцевых порфиров, с которыми многие исследователи связывают рудную минерализацию.

Рудные тела локализуются в двух зонах, ориентированных субпараллельно простиранию пород. Жильные тела представлены двумя типами: 1) крутопадающие трещинные жилы шириной 1,5-3,5 м, длиной 360 м; 2) пологозалегающие линзообразные рудные тела, называемые "силлами", нередко сопряжены с крутопадающими и в этих случаях расположены, как правило, в висячем боку крутопадающих трещин (рис. 62).

Рудные тела сложены массивными сульфидными рудами с вкрапленностью касситерита. Главные рудные минералы - пирротин, касситерит, арсенопирит и

Рис. 62. Разрез месторождения Ренисон-Белл (Gilfillan, 1965)

1 - аргиллиты; 2 - красноцветные породы; 3 - сланцы Ренисон-Белл; 4 - пирротиновые жилы



пирит, жильный минерал - кварц. В рудах в незначительных количествах встречаются галенит, сфалерит (иногда наблюдаются обогащенные этими минералами участки), вольфрамит, халькопирит, марказит, магнетит, станнин, тетраэдрит, джемсонит, канфилдит, франкеит, пираргирит, самородный висмут и золото. Общие запасы руды месторождения 6,4 млн. т, среднее содержание олова 0,95%.

Из такого типа сульфидно-касситеритовых руд на металлургических заводах Австралии при рафинировании олова извлекается индий (содержание в рафинируемом олове около 0,002%). В массивном пирите из Ренисон-Белл содержится 0,0027% селена (Edwards, Carlos, 1954).

Месторождение Маунт-Бишоф

Оловорудное месторождение Маунт-Бишоф, расположенное в 0,5 км к северу от г. Уарата, было открыто в 1871 г. С начала работ до 1965 г. на месторождении было добыто около 55 т олова. Месторождение локализуется в складчатых кембрийских отложениях группы Дандас, интродуцированных кембрийскими дайками основных изверженных пород и девонскими гранитами, обнажающимися к северо-востоку. С гранитами связаны дайки кварцевых порфиров.

В пределах рудного района отмечается оруденение нескольких типов:

- 1) карбонат-сульфидное (карбонат, пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, касситерит);
- 2) пирротиновое (массивная пирротиновая руда с прожилками пирита, халькопирита, галенита, висмутина и отдельными зернами касситерита и станнина);
- 3) тальк-пирротиновое с прожилками карбоната, пирита и вкрапленностью касситерита.

Наиболее интересными в промышленном отношении являются метасоматические пирротино-тальк-карбонатные рудные тела трубовидной формы, образованные при избирательном замещении доломитовых пород и кварц-полевых шпатовых даек. Меньшее значение имеют кварц-касситеритовые и грейзеновые жилы.

Среднее содержание кадмия в сфалерите из Маунт-Бишоф 0,35%. В оловянных рудах месторождения в ассоциации с вольфрамитом встречен монацит ("Australian...", 1965).

Отмечается большое сходство структуры, магматизма и минералогии оловорудных районов Маунт-Бишоф, Ренисон-Белл и Маунт-Кливленд. Стратиформные сульфидно-касситеритовые рудные тела месторождения Кливленд, расположенного к юго-западу от Маунт-Бишоф, содержат по оценке 3 млн. т руды с 1,0% Sn и 0,43% Cu. Производство оловянных и медных концентратов на руднике Кливленд началось в феврале 1968 г.

Оловорудный район Мойна расположен на севере Тасмании. Оруденение связано с девонскими гранитами и представлено кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, висмутином, самородным висмутом, молибденитом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, галенитом и золотом. Соотношение касситерита, вольфрамита и висмутина составляет 20:12:3. В небольших количествах в жилах отмечаются флюорит, топаз, берилл, монашит и мусковит. Монашит встречен в олово-вольфрамо-висмутовых рудниках Шеферд и Мэрфи, в районе Мойна.

Изучая содержание кадмия в сфалеритах месторождений Западной Тасмании (провинция Лайелл), Гровс и Лофтус-Хиллс (Groves, Loftus-Hills, 1968) составили гистограмму распределения кадмия (рис. 63). На гистограмме видно очень четкое обособление двух групп месторождений в зависимости от особенностей распределения кадмия. В первую из них входит семь месторождений с более высоким содержанием кадмия, во вторую – три с более низким. Менее отчетливо проявлена эта закономерность в месторождении Маунт-Лайелл, но оно вообще характеризуется наиболее низкими содержаниями кадмия.

Диаграмма разброса значений содержания кадмия и железа в сфалеритах, подчеркивая обособление тех же двух групп месторождений (рис. 64), позволяет в то же время проанализировать зависимость величины разброса от структурной обстановки рудоотложения.

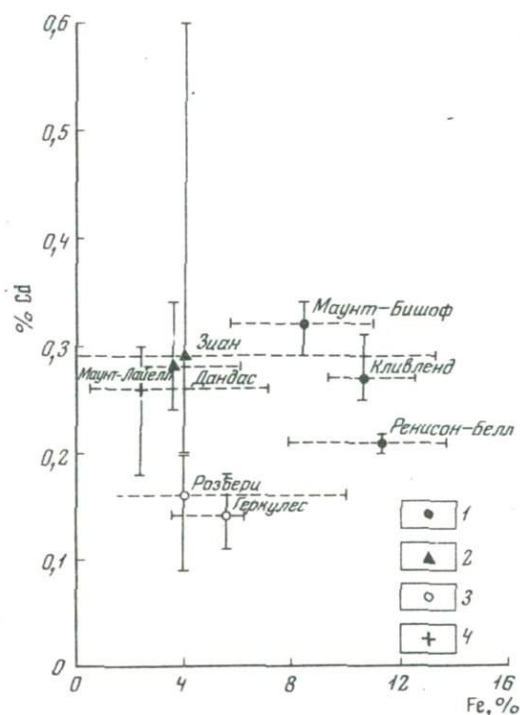
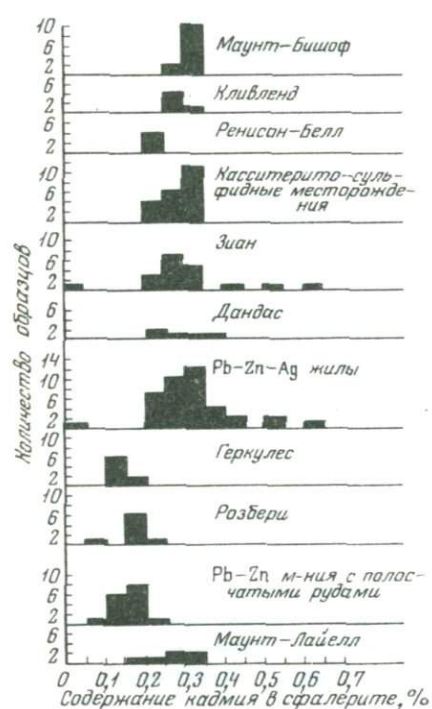


Рис. 63. Гистограмма распределения Cd в сфалеритах из месторождений Западной Тасмании (Groves, Loftus-Hills, 1968)

Рис. 64. Точки средних значений содержания кадмия и железа в сфалеритах месторождений Западной Тасмании (Groves, Loftus-Hills, 1968)

1 – касситерит-сульфидные месторождения; 2 – свинцово-цинково-серебряные жилы; 3 – свинцово-цинковые месторождения с полосчатыми рудами; 4 – месторождения меди

Провинция Матина

В северо-восточной части Тасмании развиты преимущественно высокотемпературные месторождения олова, представленные дайками касситеритсодержащих гранитов и пегматитов, грейзеновыми и кварц-касситеритовыми жилами. В рудах такого типа месторождений содержание индия, как правило, сравнительно невелико и промышленного интереса не представляет.

Месторождение Эберфойл

Оловорудное поле Эберфойл расположено в силурийских сланцах вблизи их контакта с гранитным массивом девонского возраста. Кварц-касситеритовые жилы локализируются в зоне брекчированных трещиноватых пород протяженностью 300 м и шириной около 80 м. Помимо касситерита в жилах отмечены вольфрамит, пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, станнин, матильдит, шеллит и самородный висмут.

Рудные жилы имеют зональное строение: в центральной части сосредоточены вольфрамит и сульфиды в кварцевой жильной массе, а в периферических частях в основном концентрируется касситерит в ассоциации с топазом и апатитом, приуроченный к мусковитовым оторочкам в зальбандах.

ВОЛЬФРАМО-МОЛИБДЕНО-ВИСМУТОВЫЕ, ОЛОВОРУДНЫЕ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ (С КАДМИЕМ ИЛИ ВИСМУТОМ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Провинция Каптинс - Флат

Металлогеническая провинция Каптинс-Флат расположена в средней части Лакланской геосинклинали (Packham, 1960), осадконакопление в которой происходило от кембрия до девона включительно. Породы были осложнены разрывными нарушениями в конце среднего девона и в начале нижнего карбона. С этими деформациями связано внедрение серпентинитов и гранитов. По мнению всех исследователей, оловорудные и вольфрамо-молибдено-висмутовые месторождения связаны с гранитами среднедевонского возраста.

Месторождение Каптинс-Флат

Месторождение расположено в 54 км к юго-востоку от г. Канберра. Среднее содержание основных компонентов в полиметаллических рудах следующее: свинец 6,9%, цинк 12%, медь 0,67%, серебро 45,8 г/т, золото 1,5 г/т.

Район месторождения сложен осадочными и изверженными породами ордовика и нижнего силура (рис. 65). Осадочные отложения - песчаники, туфогенные песчаники и глинистые сланцы. Среди изверженных пород выделяются различные туфогенные образования группы Кохинур с небольшими линзами глинистых сланцев. К интенсивно нарушенным и раздробленным породам Кохинур приурочены основные рудные тела месторождения. Другие изверженные породы - базальты и долериты (возможно, разного возраста). И, наконец, граниты в пределах месторождения наблюдаются в виде двух небольших массивов удлиненной формы, вытянутой в меридиональном направлении. Генетические соотношения между этими гранитами и оруденением Каптинс-Флат не установлены. Предполагают, что оруденение связано с крупным гранитным массивом, находящимся за пределами рудного поля.

Среди основных складчатых структур района месторождения следует отметить изоклинальные складки в осадочных отложениях, развитые к западу от сброса Норонго, и синклиналию складку к востоку от этого сброса, полого погружающуюся на север. Наиболее крупное разрывное нарушение в районе - сброс Норонго, прослеживающийся на несколько десятков километров. Подвижки по этому разлому, по-видимому, повторялись неоднократно. Главное рудное тело приурочено к другому меридионально ориентированному разлому. Прослеживаются зоны скалывания меридионального простирания. Сброс Молонгло,

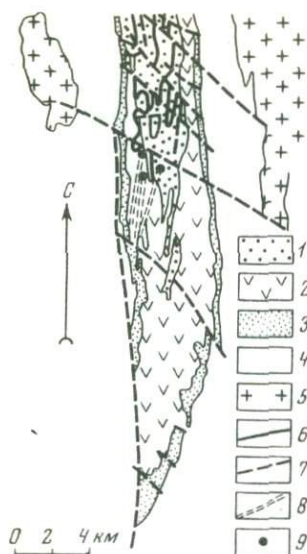


Рис. 65. Геологическая карта района Каптинс-Флат (Glasson, Paine, 1965)

1 - слои Каптинс-Флат; 2 - вулканиты Кохинур; 3 - слои Коппер-Крик; 4 - отложения группы Беверли; 5 - граниты Пик и Роки-Пик; 6 - базальты и долериты; 7 - разломы; 8 - зоны скалывания и смятия; 9 - выходы рудных залежей

имеющий простирание 120° , -самое молодое нарушение в районе. Широтные разрывы наиболее четко выражены в южной части района месторождения.

Рудные тела, имеющие форму линз или межпластовых залежей, сложены массивными сульфидными рудами, состоящими из галенита, сфалерита, пирита и халькопирита. В рудах содержатся также золото, серебро и кадмий. Длина рудных тел 120-180 м, мощность 1,8-12 м. Основные рудные залежи Эллиот и Китинг приурочены к пересечению главных меридиональных зон разломов и зон скалывания и сбросов, имеющих простирание на северо-восток $10-20^{\circ}$.

В образцах сфалерита из Каптинс-Флат содержание кадмия составляло 0,15%, а соотношение $(Cd:Zn) = 1:500$. С 1952 по 1961 г. на месторождении было произведено 350 т кадмия (в концентратах). Цинковые и свинцовые концентраты экспортировались. В марте 1962 г. рудник был закрыт.

Месторождение Ардлтан

Оловорудное поле Ардлтан расположено к западу от г.Ардлтан. Оловорудные месторождения прослеживаются вдоль восточной границы массива биотитовых гранитов, вытянутого в виде меридионально ориентированного пояса. Граниты интрузируют осадочные породы силура и сами прорваны кварцевыми порфирами.

Силурийские осадочные породы представлены кварцитами, слюдоносными песчаниками, сланцами и брекчиями, вблизи контакта с гранитами, измененными до слюдястых сланцев. Граниты также интенсивно изменены вблизи контакта, и главные оловорудные жилы приурочены к таким измененным породам. Рудные залежи концентрируются на четырех участках.

Оруденение существенно касситеритовое, ассоциирует с вольфрамитом, молибденитом, висмутином, арсениспиритом, халькопиритом, сфалеритом и небольшим количеством станнина. Оруденение связано с зонами грейзенизации, кварц-турмалиновыми жилами и трубообразными телами.

Месторождение Уипстик

Молибдено-висмутовое месторождение Уипстик расположено вблизи Уиндема, в 26 км к северо-западу от г.Иден. Открыто в 1891 г. и вначале разрабатывалось только на висмут. Небольшие количества молибденита получены в 1912 г. и лишь в 1941 г. были проведены подготовительные работы с целью добычи молибденовых руд.

Район сложен девонскими породами, прорванными гранитным массивом. Граниты крупнозернистые, состоят в основном из кварца, полевых шпатов и мус-

ковита. Количество слюды увеличивается вблизи контактов с осадочными породами.

Рудные тела неправильной формы, трубообразные, нередко ветвящиеся, залегают в гранитном штоке вблизи его контакта со сланцами и кварцитами. Гранат, слюда и кварц — обычные составные части рудных тел. Главные рудные минералы — молибденит и висмутин — неравномерно рассеяны в рудном теле. Висмут встречается также в самородном виде и в форме теллурида (жозеит). В небольших количествах отмечаются серебро и золото. Среднее содержание висмута в рудах около 1%. Начиная с 1927 г. сведений о добыче висмута в этом месторождении нет.

На месторождении Тологолунг, расположенном к северо-западу от месторождения Уипстик в пределах штата Виктория, висмут ассоциирует с вольфрамитом и молибденитом в кварцевых жилах, залегающих в гранитах. Месторождение очень небольшое, и висмут в качестве побочного продукта извлекался лишь в 1942–1943 гг.

Провинция Хербертон

Металлогеническая провинция Хербертон характеризуется сложным и своеобразным геологическим строением, так как формирование геосинклинального, а вслед за этим и складчатого пояса в этом районе происходило в непосредственной близости к выступу докембрийского фундамента, блоку Джорджтаун. Породы фундамента в этом районе, по-видимому, расположены на небольших глубинах (во всяком случае их поднятые горстовые участки — блок Чартерс-Тауэрс), и это сказалось на формировании складчатых и разрывных нарушений. С запада провинция отделяется от блока Джорджтаун тектонической зоной глубинного разлома Палмервилл, с юго-востока ограничена сбросовым нарушением.

Наиболее характерные месторождения этой провинции: вольфрамо-висмутовые (Вольфрам-Кэмп, Бэмфорд, Олэра-Крик), оловорудные (Хербертон, Маунт-Гарнет) и серебро-свинцово-висмутовые (Укалунда).

Рудный район Хербертон

Оловорудный район Хербертон характеризуется преобладающей ролью месторождений сульфидно-касситеритовой формации. Вместе с тем в районе широко распространены (но не имеют большого промышленного значения) кварцевые, кварц-полевошпатовые и кварц-турмалиновые оловоносные жилы и грейзеновые зоны, относящиеся к касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формациям.

Район месторождения Хербертон сложен осадочными породами силура-девона, прорванными верхнепалеозойскими (нижнекаменноугольными) биотитовыми гранитами (рис. 66). Оловорудные месторождения этого района обычно расположены в пределах распространения осадочных отложений вблизи их контакта с гранитами, и лишь собственно месторождение Хербертон расположено в гранитах. Оруденение контролируется краевыми разломами (взбросами), нарушающими экзоконтактовую зону батолита. Рудные тела иногда имеют форму рудных столбов. Основные рудные минералы в рудных телах, залегающих в осадочных породах (Маунт-Гарнет): касситерит, магнетит, висмутин и галенит. Рудные тела в гранитоидах содержат мало сульфидов (Хербертон).

Месторождения Вольфрам-Кэмп и Бэмфорд

Вольфрамо-молибдено-висмутовые месторождения Вольфрам-Кэмп и Бэмфорд, расположенные в Северо-Восточном Квинсленде, были главными поставщиками смешанных руд. Рудные поля расположены вдоль границ двух гранитных массивов. Граниты интрузируют вулканогенные порфиры пермского (?) возраста (Бэмфорд) и осадочные отложения девона-карбона (Вольфрам-Кэмп). Минерализация приурочена к контактовой зоне грейзенизации интрузивных пород. По

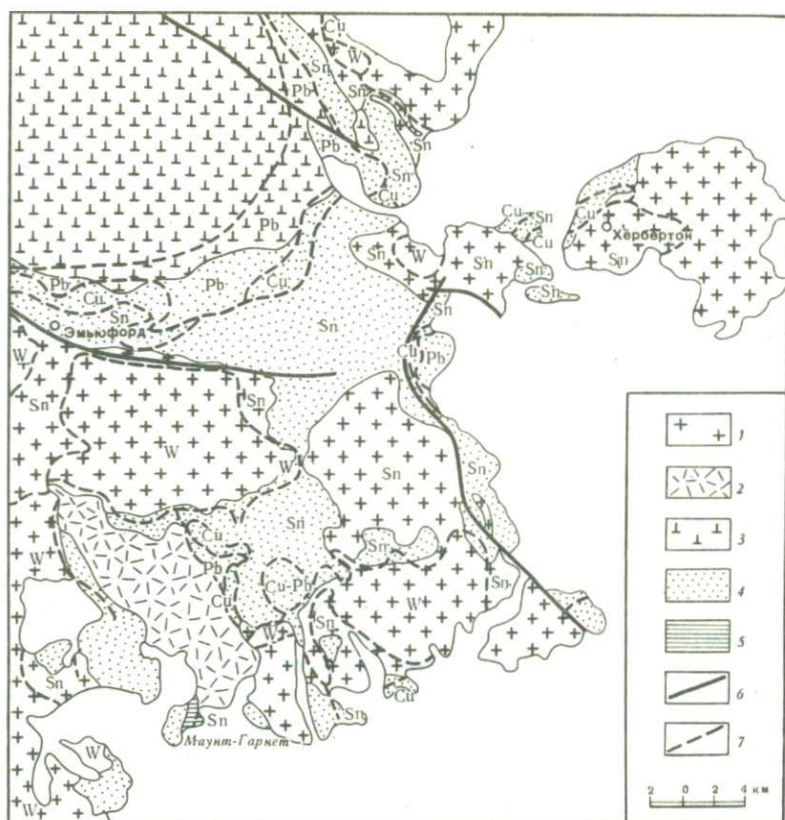


Рис. 66. Геологическая карта оловорудного района Хербертон (Blake, Smith, 1970)

1 - граниты Элизабет-Крик; 2 - вулканиты Наньета; 3 - вулканиты Петербед; 4 - формация Ходжинсон; 5 - докембрийские породы; 6 - разломы; 7 - границы минерализованных зон

материалам определений изотопного состава рудного свинца, возраст минерализации верхнекаменноугольный - нижнепермский (Black, Richards, 1972).

Наиболее распространенный тип оруденения на обоих месторождениях - кварцевые трубнообразные тела с вольфрамитом, молибденитом и висмутином. Изредка встречаются пирит, халькопирит, галенит, шеелит, флюорит, арсенопирит, пирротин и сфалерит на Вольфрам-Кэмп и повеллит в зоне окисления на Бэмфорд. Мощность рудных тел от десятков сантиметров до 9-12 м, на глубину они прослежены до 180 м. Добыча висмута на месторождениях осуществляется с 1895 г., когда она составила 0,2 т; в последующие 20 лет увеличилась почти до 6 т, а затем вновь уменьшилась (до 0,28 т в 1956 г.).

Месторождение Укалунда

Месторождение расположено в 160 км к югу от Таунсвилла. Оно было значительным поставщиком висмута до 1900 г. Добыто 45 т висмута. Рудные тела, представленные крутопадающими трещинными жилами, залегают в сиенитовых гранитах. Мощность жил 0,6 м, длина 36 м, глубина 36 м. Содержание висмута в руде 0,4-0,5%, золота 23-31 г/т.

Висмут встречается в виде висмутина в ассоциации с халькопиритом, пиритом и сидеритом. Добыча на месторождении известна с 1889 г. (от 1 до 15 т в год), до 1900 г. - периодическая, а с 1900 по 1919 г. - спорадическая.

МЕДНО-ЗОЛОТОРУДНЫЕ (С СЕЛЕНОМ, ТЕЛЛУРОМ ИЛИ ВИСМУТОМ) И МОЛИБДЕНО-ВИСМУТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Провинция Новая Англия

Металлогеническая провинция Новая Англия является наиболее молодой по времени формирования и оруденения в Тасманском складчатом поясе.

Формирование складчатой системы Новая Англия завершилось лишь в пермское время. Здесь известны золото-медное с теллуrom месторождение Маунт-Морган и золото-медно-висмутное Биггенден; с крупным гранитным батолитом верхнепермского возраста связаны молибдено-висмутные месторождения Торрингтон, Дилуотер и Кингсгейт.

Месторождение Маунт-Морган

Месторождение расположено в 37 км к юго-юго-западу от Рокгемптона. Открытое в 1882 г., месторождение в течение почти 90 лет остается крупнейшим поставщиком золота и меди в Австралии. Первые 20 лет после открытия оно разрабатывалось только как золоторудное. Добыча меди началась с 1902 г. В 60-е годы Маунт-Морган занимал третье место в Австралии по добыче меди (два первые места принадлежали месторождениям Маунт-Айза и Маунт-Лайелл). По добыче золота Маунт-Морган занимает четвертое место. Все концентраты из руд Маунт-Морган плавилась на заводе при руднике. После 1965 г. черновая медь отправлялась на электролитическое рафинирование в Японию. В настоящее время вся добыча Маунт-Морган осуществляется из первичных золото-медных руд.

Район месторождения сложен осадочными, вулканогенными и изверженными породами от девонского до триасового возраста. Практически все известные промышленно важные рудные тела залегают в риолитах или туфогенных и лавовых породах (рис. 67).

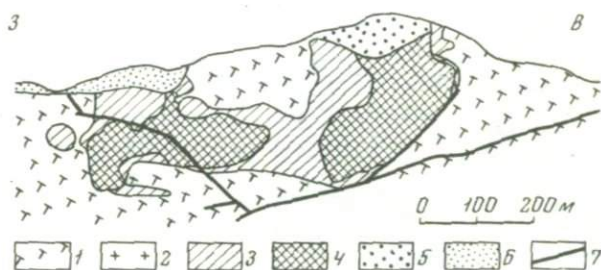
Определениями возраста К-Аг методом по роговой обманке и плагиоклазу установлено два этапа магматической деятельности, имевшей место в районе (Webb, McDougall, 1968). Верхнедевонские батолитовые интрузии являются дорудными, а верхнепермские интрузии одни исследователи считают пострудными (Comelius, 1969), другие же связывают с ними оруденение. Верхнедевонская интрузия, называемая батолитом Маунт-Морган, состоит из норитовых габбро, диоритов, кварцевых диоритов, гранитов и аляскитов. С интрузивными породами связана серия экстрозивных образований такого же состава. Ассоциация изверженных пород в районе Маунт-Морган определяет петрографическую провинцию богатую Na и бедную K.

Строение района в значительной мере определяется крупным линейamentом северо-западного простирания. Эта тектоническая зона подчеркивается серпентинитовыми поясами такого же простирания.

Интерпретация результатов магнитных и сейсмических исследований последних лет позволила предположить (Comelius, 1969) существование еще одного секущего сброса протяженностью 55 км, который расположен в 24 км к северу от месторождения.

Рис. 67. Разрез через месторождение Маунт-Морган (Geology of Australian ore deposits, 1965)

1 - кислые вулканыты; 2 - граниты; 3 - кварц-пиритовое тело; 4 - золото-халькопирит-пиритовая руда; 5 - железная шляпа; 6 - ложная железная шляпа; 7 - разломы и зоны скалывания



Рудные тела залегают в девонских экструзивных породах, сложены массивными сульфидными рудами и имеют трубообразную форму. Главные гипогенные минералы – пирит, пирротин, магнетит, халькопирит, золото, сфалерит, кварц. Вторичные медные минералы фактически отсутствуют. Из железной шпалы было добыто несколько миллионов унций супергенного золота. При минералогическом изучении гипогенных минералов установлены три стадии рудоотложения, разделенные короткими интервалами. В зоне изменения пород вокруг массивных сульфидных жил наблюдаются окварцевание, серицитизация и незначительная пиритизация. Полагают, что десилицификация вмещающих пород во время формирования рассеянных и массивных сульфидных тел давала основную часть кремния, который отложился в виде свободного кварца в кварцевом ореоле. Примерные размеры главного массива кварцево-сульфидного рудного тела месторождения Маунт-Морган: длина 570 м, ширина 180 м, глубина также 180 м. Все исследователи связывают оруденение Маунт-Морган с гидротермальным магматическим источником. Однако эта связь не доказана.

В рудах месторождения Маунт-Морган кроме золота и минералов меди встречаются минералы, содержащие теллур. Тетрадимит был найден в окисленной руде, а калаверит в ассоциации с пиритом – в кварце в 10 м от поверхности в старых разработках золоторудного участка ("Tellurium", 1967). Анализ черновой меди из Маунт-Морган показал 0,072% теллура, в колосниковых пылях отражательных печей содержание его составляет 0,04%, а в конверторных летучих пылях – 0,08%.

В рудах отмечается также значительное количество селена. В пиритовых концентратах оно достигает 0,005%, а в медных – 0,004%. Селен извлекается из анодных шламов при электролитическом рафинировании меди на заводе в Порт-Кембла. Анодные шламы содержат от 1 до 2% селена. Анализ черновой меди показал 0,019% селена, а в конверторных летучих пылях, получаемых при обработке сырья из этого рудника, более 0,04%.

Месторождение Биггенден

Золото-висмутовое месторождение Биггенден, расположенное в 8 км к западу-юго-западу от г. Биггенден, было открыто в 1888 г. Месторождение является крупнейшим поставщиком висмута в штате Квинсленд.

Район месторождения сложен нижнепермскими отложениями (слои Биггенден), состоящими из песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов, конгломератов, вулканогенных пород, яшм и известняков. Нижнепермские породы прорваны интрузивным гранодиоритовым массивом (Дегилбо) нижнетриасового возраста. В контакте отмечаются интенсивные изменения пород (мраморизация известняков, скаполитизация, эпидотизация), к контактовой зоне приурочены магнетитовые залежи, с которыми связано золото-висмутовое оруденение. Разбитые на западе района вулканогенные триасовые отложения, а в северной и

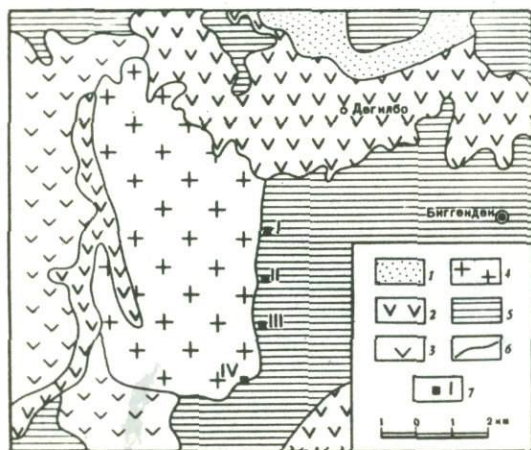


Рис. 68. Геологическая карта района Биггенден (Clarke, 1969)

1 - четвертичный аллювий; 2 - базальт Барамба (верхний кайнозой); 3 - слои Аранбанга (триас); 4 - гранодиорит Дегилбо (нижний триас); 5 - слои Биггенден (нижняя пермь); 6 - геологические границы; 7 - рудники: I - Коммонвелт (Fe, Cu), II - Дон-Джон (Bi, Fe); III - Маунт-Биггенден (Au, Bi, Fe), IV - Маунт-Хастингс (Bi, Au, Cu)

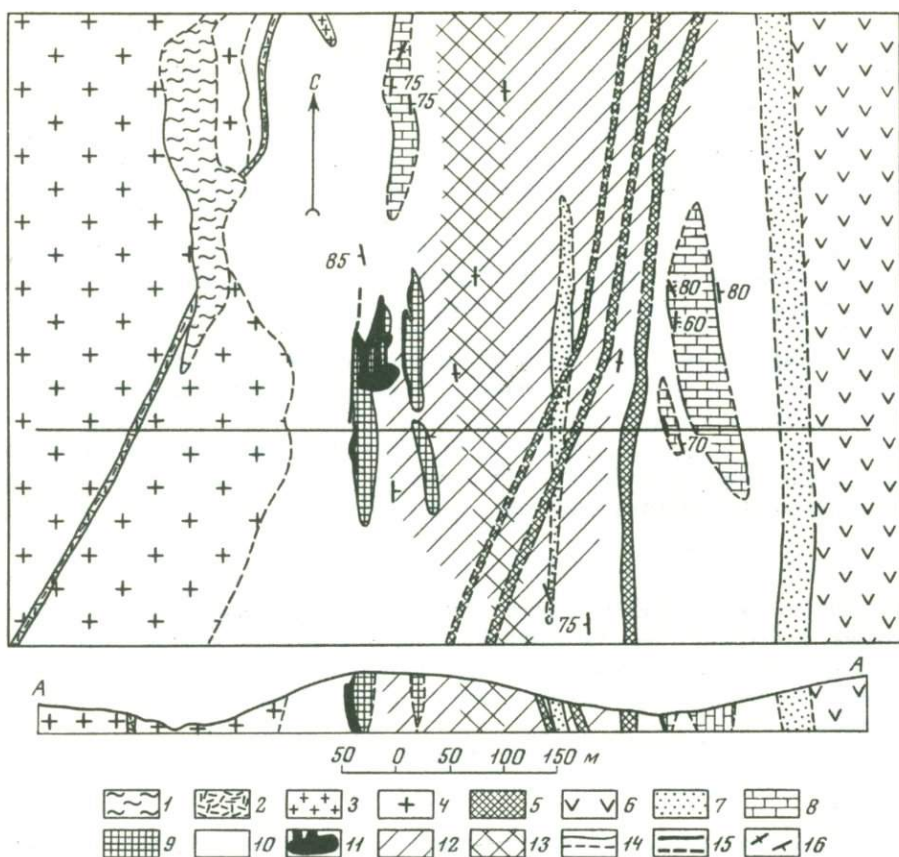


Рис. 69. Геологическая карта золото-висмутового месторождения Маунт-Бигген (Clarke, 1969)

1 - аллювий; 2 - кварц-полевошпатовый порфир; 3 - щелочной гранит; 4 - биотитовый адамеллит; 5 - полевошпат-роговообманковый порфир; 6 - андезит; 7 - алевролит; аргиллит; 8 - известняк; 9 - мрамор; 10 - андезиты, базальты, пирокласты, туффиты и аргиллиты; 11 - магнетит; 12 - зона скаполитизации; 13 - зона эпидотизации; 14 - геологические границы; 15 - разрывные нарушения; 16 - элементы залегания пород

юго-восточной частях верхнекайнозойские базальтовые породы перекрывают слои Биггенден и гранодиориты Дегилбо (рис. 68).

Возраст гранодиоритов Дегилбо, определенный К-Аг методом (Webb, McDougall, 1968), 215 ± 5 млн. лет (т.е. триасовый).

Нижнепермские отложения имеют субмеридиональное простирание и вертикальное или крутое падение к востоку. Местами наблюдается опрокинутое залегание (вблизи контакта с интрузивным массивом). Угол падения пород уменьшается по направлению от контакта с гранодиоритами на восток-северо-восток от 90° до 60° (в 900 м к востоку от контакта). Поверхность контакта гранодиоритового массива и осадочных пород круто падает к западу.

В контактовой зоне отмечаются интенсивная трещиноватость и много разломов со смещениями от нескольких сантиметров до нескольких метров. Слои Биггенден в пределах 150 м от контакта сильно перекристаллизованы. Метасоматические контактные изменения пород выразились в эпидотизации, скаполитизации, турмалинизации

Основная магнетитовая залежь, с которой связано золото-висмутовое оруденение, имеет мощность до 30 м и контролируется, по-видимому, хорошо выдержанной трещиной. Кроме этой крупной залежи отмечается несколько линзовидных магнетитовых тел (рис. 69).

Золото локализуется в поясе роговообманковых пород, в лежащем боку которых находится магнетитовая залежь, а в висячем хорошо прослеживается трещина в роговике, оконтуривающая распространение минерализации. Вместе с золотом встречаются висмутин и самородный висмут. На горизонтах глубже 20 м висмут отмечается преимущественно в трубообразных телах неправильной формы или рудных столбах в магнетитовой залежи. Анализами установлено, что висмут и золото в магнетитовой залежи находятся также в рассеянном состоянии.

Главные рудные минералы — магнетит, самородный висмут, висмутин, золото. Встречаются также в небольших количествах гематит, пирит, арсенопирит, пирротин, кобальтин, халькопирит, сфалерит, молибденит и тетраэдрит.

Добыча висмута на месторождении в 1889 г. составила 17 т, в последующие годы до первой мировой войны сильно колебалась, достигая 30 т в 1892 г. и снижаясь до 0,1 т в 1913 г. Отмечается некоторый период увеличения добычи висмута в 1934–1938 гг., а затем до 1966 г. добыча была приостановлена из-за низких цен на висмут (Clarke, 1969). Добыча висмута возобновилась в 1966 г., когда началась разработка открытыми выработками магнетитовой залежи, связанной с золото-висмутовым оруденением.

Месторождения Торрингтон, Дипуотер, Кингсгейт

Группа олово-вольфрамо-висмутовых (Торрингтон) и молибдено-висмутовых (Дипуотер, Кингсгейт) месторождений локализуется в пределах крупного гранитного батолита в провинции Новая Англия (см. рис. 23). По определениям Эверндена и Ричардса, возраст гранитов 238 млн. лет, т.е. верхнепермский.

Рудные тела наблюдаются в виде кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых, кварц-молибденитовых жил или минерализованных зон грейзенизации в гранитах.

Добыча висмута на месторождении Кингсгейт началась в 1880 г. С 1880 по 1882 г. было добыто 13 т, с 1883 по 1889 г. 97 т, в последующие годы она резко уменьшилась и в 1953 г. составила лишь 1,32 т. На месторождении Дипуотер висмут добывался эпизодически, попутно с основными компонентами с 1907 по 1944 г. (0,25 т), затем после перерыва в 1966 г. добыто 0,8 т. На месторождении Торрингтон в 1911 г. было добыто 11 т висмута, в последующие годы добыча продолжалась почти регулярно, но количество извлекаемого висмута временами снижалось до 0,06 т.

Глава XIII

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АВСТРАЛИИ

Редкие и рассеянные элементы сосредоточены в различных по возрасту и типу месторождениях Австралии, локализующихся в пределах определенных металлогенических провинций.

В начале второй части нами было рассмотрено структурное положение основных редкометалльных провинций континента, в заключение представляется целесообразным показать связь отдельных редких элементов с определенными типами месторождений и особенности их распределения (рис. 70).

Танталовая, литиевая и бериллиевая минерализации развиты исключительно в пегматитах, приуроченных к складчатому фундаменту древней платформы архейского и протерозойского возраста.

Тантал, танталоносные пегматиты широко распространены, однако промышленные концентрации приурочены к самым древним структурным подразделением — архейским ядрам Пилбара и Йилгарн.

Возраст пегматитов 3000–2700 млн. лет. Пегматитовая провинция Пилбара обычно рассматривается как олово-танталовая с попутной добычей берилла. Наи-

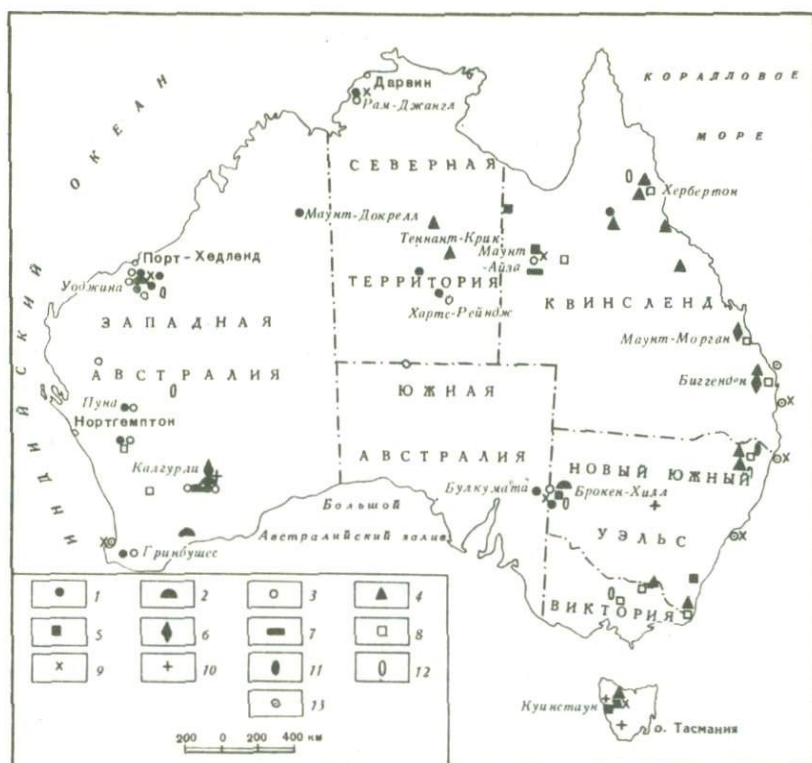


Рис. 70. Схема распределения редких элементов в месторождениях Австралии (Geology..., 1953; Australian..., 1965)

1 - тантал-ниобий, 2 - литий, 3 - бериллий, 4 - висмут, 5 - кадмий, 6 - теллур, 7 - селен, 8 - рений, 9 - редкие земли, 10 - платиноиды, 11 - ртуть, 12 - сурьма, 13 - цирконий

более крупные месторождения - Уоджина, Табба-Табба, Стрелли и Пилгангура. Общая добыча танталитовых концентратов к концу 1961 г. составила 37 507 т для всей провинции, причем большая часть получена из элювия и аллювия.

Редкометалльная минерализация связана с альбитизированными участками даек и представлена танталитом (Ta_2O_5 60-70%, Nb_2O_5 15-20%), симпсонитом, воджинитом, лепидолитом, литиофицитом, сподуменом, бериллом (иногда цезиевым), урановыми и ториевыми минералами.

Единственным промышленным минералом был танталит, остальные добывались попутно. Почти все пегматитовые дайки района Пилбара содержат касситерит в промышленных концентрациях; например, Мулиелла и Куглегонг.

В рудном районе Гринбушес (провинция Йилгарн) биотитовые альбитизированные граниты сопровождаются пегматитами и грейзенами. Редкометалльная минерализация пегматитов и грейзенов представлена танталитом-колумбитом и воджинитом. Добыча производится из коренных источников и из коры выветривания.

Литий. Литиеносные пегматиты отмечены во многих рудных районах, но промышленные концентрации приурочены к двум провинциям: Йилгарн и Брокен-Хилл.

В провинции Йилгарн расположена группа месторождений. Наиболее крупные среди них Маунт-Мэрион, Лондондерри и Кэтлин-Крик. Возраст их 2900-2700 млн. лет.

Месторождение Маунт-Мэрион представлено несколькими плитообразными пологопадающими телами мелкозернистых сподуменосодержащих пегматитов, которые образуют жильную зону. Кристаллы сподумена содержат 7,5% Li_2O . Запасы литиевой руды 1 000 000 т при среднем содержании 1,7% Li_2O .

На месторождении Лондондерри минерализация в пегматитах представлена колумбитом, бериллом, петалитом и циннвальдитом.

На месторождении Кэтлин-Крик минерализация в пегматитовом теле представлена сподуменом, лепидолитом, бериллом, колумбитом, микролитом и циннвальдитом.

Месторождение Зуриови находится в провинции Брокен-Хилл. Промышленным минералом является амблигонит (в пегматитах, грейзенах, а также в их коре выветривания). Попутно добывался берилл.

Бериллий. Берилл отмечается почти во всех пегматитах Австралийского щита в небольших количествах, но промышленные концентрации приурочены к древним складчатым поясам ниже-среднепротерозойского возраста. В провинции Маунт-Айза выделяются два обширных пояса мусковит-берилловых пегматитов - Майка-Крик и Гала-Крик.

Минерализация представлена бериллом, аквамаринном, турмалином, касситеритом, флюоритом, монацитом, колумбитом, тачталитом, бертрандитом, висмутитом, графтонитом, рутилом, дамурином и апатитом. Берилл в пегматитах приурочен к зонам, обогащенным мусковитом и прилегающим к кварцевому ядру. Район считается перспективным в отношении бериллиевого оруденения.

Пегматитовое поле Булкупата-Бимбури (провинция Брокен-Хилл) с бериллиевой и урановой минерализацией расположено вокруг гранитного массива Булкупата. Минерализация представлена бериллом, танталит-колумбитом и обширной группой урановых минералов, тесно ассоциирующих с бериллом. Кристаллы локализуются по краям кварцевых ядер, а также в секущих кварцевых жилах. Месторождения разрабатывались на полевой шпат с попутной добычей берилла и урановых минералов.

Висмут, кадмий, селен, теллур, рений и редкие земли концентрируются как в месторождениях, приуроченных к складчатому древнему фундаменту, так и в месторождениях, локализуемых в Тасманском складчатом поясе палеозойского возраста. Индий встречается в рудах некоторых оловянных и полиметаллических месторождений Тасманского пояса.

Висмут. Из проявлений висмутовой минерализации, приуроченных к древним геологическим структурам, следует отметить промышленные концентрации висмута в пегматитовом месторождении Мелвилл (архейский блок Йилгарн, Западная Австралия) в ассоциации с шеелитом и свинцовыми минералами. Висмутовая минерализация в пегматитовых жилах в зоне активизации в северной краевой части ядра Йилгарн имеет верхнепротерозойский возраст. В пределах нижнепротерозойских складчатых поясов (провинция Теннант-Крик) локализуется золото-медно-висмутовое месторождение Теннант-Крик и вольфрамо-висмутовое месторождение Хатчес-Крик. Таково же по типу вольфрамо-висмутовое месторождение Перси-Ривер (провинция Джорджтаун). Гораздо шире распространено висмутовое оруденение, локализующееся в палеозойском складчатом поясе, обрамляющем Австралию с востока. С кислыми гранитоидами нижнего палеозоя здесь связаны молибдено-висмутовые месторождения Тологолонг и Уипстик и олово-вольфрамо-висмутовые района Мойна. Определенная связь со среднепалеозойскими интрузивными породами установлена в вольфрамо-молибдено-висмутовых месторождениях Вольфрам-Кэмп, Бэмфорд и Олэра-Крик. И, наконец, приуроченность к верхнепалеозойским структурам и связь с магматической деятельностью пермского возраста установлена в свинцово-висмутовом месторождении Укалунда, золото-медно-висмутовом Бидгенден и олово-вольфрамо-молибдено-висмутовых месторождениях Торрингтон, Дипуотер и Кингсгейт.

Отмечается наличие висмута в некоторых золоторудных месторождениях на юге Австралии (Балхана) и в пирит-пирротин-халькопиритовом месторождении Кобар, где галенит, сфалерит, самородное золото, серебро и минералы висмута являются второстепенными. Сведения об извлечении висмута из руд указанных месторождений отсутствуют.

Содержание висмута в рудах вольфрамо-висмутовых и молибдено-висмутовых месторождений достигает 5-6%, но сейчас разрабатываются и руды, содержащие 0,2-0,3% Вi.

Значительные количества висмута содержатся в рудах свинцово-цинковых месторождений, но вследствие низких концентраций он не извлекается. Так, в свинцовых концентратах из месторождения Брокен-Хилл висмута 0,009%.

За последние несколько лет значительно возросла добыча висмута в стране за счет интенсивной разработки рудников Джуно (район Теннант-Крик) и Пионер (рудный район Хатчес-Крик). В общем следует подчеркнуть, что, несмотря на более широкое распространение висмутовой минерализации в палеозойских структурах Тасманского складчатого пояса, наиболее богатые проявления висмутового оруденения концентрируются в протерозойской металлогенической провинции Теннант-Крик.

Кадмий. В Австралии запасы кадмия сосредоточены в основном в рудах трех крупных полиметаллических месторождений: Брокен-Хилл, Маунт-Айза и Рид-Розбери. Кадмий содержится также в рудах свинцово-цинковых месторождений Лон-Хилл и Каптинс-Флат (оба в провинции Маунт-Айза), но в настоящее время они не разрабатываются. Наиболее древним по возрасту оруденения (1620 млн. лет) является месторождение Брокен-Хилл, рудные тела которого залегают в интенсивно метаморфизованных породах нижнего протерозоя. Это уникальное месторождение сложного генезиса по типу не укладывается ни в одну из существующих классификаций. Большинство исследователей в последнее время считают его метаморфогенным. В районе месторождения наряду с сильно метаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами развиты карбонатные породы и отмечаются явления скарирования. Отношение Cd:Zn в рудах составляет 1:270.

Анализ цинковых концентратов показал содержание кадмия 0,1-0,4%, в свинцовых - 0,02%. Из руд Брокен-Хилла в цинковый концентрат извлекается 90% всего кадмия, в свинцовый 6-7%.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Маунт-Айза и жильное полиметаллическое месторождение Лон-Хилл локализируются в среднепротерозойском складчатом поясе. Отношение Cd:Zn в рудах месторождения Маунт-Айза 1:340.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Каптинс-Флат и Ред-Розбери располагаются в Тасманской геосинклинальной зоне и приурочены к нижнепалеозойским породам. Отношение Cd:Zn в рудах месторождения Каптинс-Флат 1:500. Ведущая роль в добыче кадмия в Австралии принадлежит протерозойским полиметаллическим месторождениям Брокен-Хилл (метаморфогенного типа) и Маунт-Айза (осадочно-метаморфогенное).

Таллий. Сведений о содержании и особенностях распределения таллия в рудах или рудных минералах месторождений Австралии нет, но имеются некоторые данные о поведении этого элемента в процессе переработки медных и свинцово-цинковых концентратов на электроплавильных заводах страны. При плавке таллий вместе с кадмием переходит в пыль мешочных камер и рукавных фильтров и следует за ним на всех этапах плавки, вплоть до окончательной дистилляции и удаления кадмия. Конечный таллиевый продукт содержит 85% свинца, 13% таллия и 2% кадмия. При переработке свинцово-цинковых концентратов на заводе в Кокл-Крик содержание таллия в очищенном кадмии достигало 0,04%. В циклонных пылях медеаффинировочного завода в Порт-Кембла содержание таллия достигает 0,02%, но сведений о получении его на этом заводе, как и о производстве по стране в целом, не имеется.

Селен. Селен отмечается практически во всех медных и полиметаллических месторождениях Австралии, но сырьем для получения этого элемента служат в основном медные руды месторождений Маунт-Айза, Маунт-Морган и Маунт-Лайелл. Незначительные количества селена отмечались также в рудах золото-теллуристого месторождения Калгурли (0,01% в коттрельных пылях).

Полиметаллическое месторождение Маунт-Айза приурочено к среднепротерозойскому складчатому поясу. Запасы медной руды, с которой связан селен, составляют 45 млн. т. Кроме основных компонентов (свинца, цинка, меди, серебра) и селена руды месторождения Маунт-Айза содержат кадмий, таллий и теллур.

Рудные тела расположенного в пределах той же провинции месторождения Дачесс невелики, имеют жильную и трубообразную формы (жильные минералы кварц и кальцит) и характеризуются высокими содержаниями меди (до 19%). Дачесс – единственное месторождение Австралии, где были отмечены крупные скопления минералов селена (залежь науманнита). Пирит, халькопирит и борнит из руд этого месторождения также содержали повышенные количества селена (пирит 0,005%, халькопирит 0,008–0,011%, борнит 0,009%).

Из других месторождений, локализующихся в пределах фундамента древней платформы и содержащих в рудах Se, следует отметить Брокен-Хилл (в медных концентратах содержится 0,003% селена).

Руды колчеданно-полиметаллических (Рид-Розбери, Каптинс-Флат), медно-колчеданных (Маунт-Лайелл) и золото-медно-теллурических (Маунт-Морган) месторождений Тасманского складчатого пояса содержат селен в промышленных количествах.

В рудах месторождения Рид-Розбери преобладают цинк и свинец (меди 0,5%), поэтому основным извлекаемым редким элементом является кадмий. В пирите из Рид-Розбери селена 0,003%. В медных концентратах месторождения Каптинс-Флат селена 0,0029%. Руды месторождения Маунт-Лайелл характеризуются особенно высокими содержаниями селена (в пиритовых концентратах 0,0038–0,0050%, в медных 0,0046%). Черновая медь, полученная при переработке концентратов из Маунт-Лайелл, содержала 0,019% селена.

Содержание селена в пиритовых концентратах золото-медно-теллурического месторождения Маунт-Морган достигает 0,005%, в медных – 0,004%, в черновой меди – 0,019%, а в конверторных летучих пылях, получаемых при обработке сырья из этого рудника, превышает 0,04%. Анодные шламы, образующиеся при электролитическом рафинировании черновой меди, поступающей из Маунт-Айза, Маунт-Лайелл и Маунт-Морган, содержат от 1 до 2% селена.

Теллур. Собственные минералы теллура концентрируются в основном в двух месторождениях Австралии: Калгурли и Маунт-Морган.

Золото-теллурическое месторождение Калгурли, расположенное в пределах Западно-Австралийского щита, приурочено к периферической части геосинклинального трога, выполненного вулканогенными зеленокаменными породами архея. В рудах месторождения наиболее широко представлены такие теллуриды золота, серебра и ртути, как калаверит, креннерит, колорадоит и менее распространенные гессит, петцит и силванит. В небольших количествах отмечались также теллуриды свинца (алтаит), никеля (мелонит) и меди (вейссит). Наиболее редкие из теллуридов – нагнагит и тетрадимит.

В сульфидных концентратах Калгурли содержится 80 г/т теллура. В других золоторудных месторождениях района Калгурли-Норсмен отмечаются лишь незначительные проявления теллурической минерализации.

Золото-медно-теллурическое месторождение Маунт-Морган расположено в наиболее молодой металлогенической провинции Тасманского складчатого пояса – Новая Англия. Месторождение колчеданного типа, с массивными сульфидными рудами, содержащими пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, золото, магнетит, кварц, а также теллуриды золота (калаверит) и висмута (тетрадимит).

Черновая медь из Маунт-Морган содержит 0,072% теллура. При переработке медно-золотых концентратов из Маунт-Морган содержание теллура в пылях отражательных печей достигает 0,04%, в конверторных пылях – 0,08%.

Кроме значительной концентрации минералов теллура в месторождениях Калгурли и Маунт-Морган, отмечаются небольшие проявления теллуридов висмута и в других месторождениях Тасманского пояса. Но наибольший практический интерес, конечно, представляет рассеянный теллур, имеющийся практически во всех месторождениях меди. Анодные шламы медеаффинировочных заводов Австралии содержат до 4% теллура.

Рений. В настоящее время рений в виде металла не извлекают из руд австралийских месторождений, хотя в некоторых из молибденитовых месторождений Западно-Австралийского щита и Тасманского складчатого пояса (Riley, 1967) концентрации рения достигают значительных размеров.

Содержание рения в молибденитах, молибденитовых концентратах и в сырой, неочищенной руде австралийских месторождений определялось в разные периоды различными исследователями и аналитиками (Ford, 1965; Riley, 1967; Morgan et al., 1968). Результаты анализов молибденита из различных месторождений приведены в табл. 17.

Таблица 17. Распределение рения в месторождениях ("Rhenium...", 1970)

Штат	Название месторождения	Тип месторождения	Рудные минералы	Содержание Re в молибдените, г/т
1	2	3	4	5
Западная Австралия	Вестония	Кварцево-жильный	Золото, молибденит, вольфрамит, галенит	152,0
То же	Маунт-Малгайн	Мусковитовые пегматиты и кварцевые жилы	Пирит, халькопирит, молибденит, шеелит, вольфрамит	15,8 900
Квинсленд	Бэмфорд, Хербертон	Грейзены и кварцевые жилы	Молибденит, вольфрамит, висмут	35,6 6,3 7,3
"	Куридала (район Маунт-Айза)	Кварцево-жильный	Молибденит, халькопирит	241,0
"	Маунт-Морган	Кварц-пирит-халькопиритовые рудные тела	Пирит, халькопирит, молибденит, теллуриды золота, сфалерит, касситерит	1690,0
"	Вонба, Маунт-Перри	Кварцево-жильный	Молибденит	161,0
	Биггенден	Контактово-скарновый	Молибденит, халькопирит, золото, серебро	81,0
			Золото, арсенопирит, молибденит, висмутин, сфалерит	355,0
Новый Южный Уэльс	Дилуотер	Кварцево-жильный	Висмут, висмутин, вольфрамит, молибденит	13,2
	Кингсгейт	"	Висмут, висмутин, вольфрамит, арсенопирит, молибденит	0,25
	Йетхолм	"	Халькопирит, молибденит, пирит, пирротин, висмут	66,0
	Джингера	Пегматиты	Висмут, висмутин, золото, молибденит, уранинит	38,0
Виктория	Эвертон	Кварцево-жильный	Молибденит	530,0 540,0 630,0
"	Йеа	"	"	695,0

В двух рудопоявлениях, локализующихся в архейских породах Западно-Австралийского щита, молибденит находится в мусковитовых пегматитах и в кварцевых жилах, связанных с грейзенизированными гранитами. В рудопоявлении Вестония с молибденитом, содержащим 152 г/т рения, ассоциируют золото, вольфрамит, галенит, пирит и вульфенит (по-видимому, супергенный). В рудопоявлении Маунт-Малгайн молибденит, ассоциирующий с пиритом, халькопиритом, шеелитом и вольфрамитом, содержит 15,8 г/т рения. По последним данным, полученным в результате бурения, содержание рения в молибдените достигает 900 г/т ("Rhenium...", 1970). Высказываются предположения о возможности нахождения в этом районе медно-порфириновых руд. В структурном отношении район также может оказаться благоприятным для локализации медно-порфиринового оруденения (Sillitoe, 1972).

В докембрийских породах провинции Маунт-Айза молибденит с халькопиритом в кварцевых прожилках встречен на месторождении Куридала. Содержание рения в молибдените достигает 241 г/т.

Основная часть молибденитовых месторождений Австралии располагается в Тасманской складчатой области. В некоторых из них концентрации рения очень высокие (Riley, 1967). Следует отметить, однако, что сведения о содержании рения в молибденитах (Riley, 1967) не являются результатом систематического и правильного опробования, а большей частью базируются на анализе случайных рудных образцов, поэтому достоверность их в смысле оценки запасов рения в тех или иных месторождениях весьма низка.

Наиболее высокие концентрации рения в молибдените (1690 г/т) установлены в золото-медно-теллуриновом месторождении Маунт-Морган. Но молибденит в рудах этого месторождения имеет второстепенное значение, и промышленное значение столь высоких концентраций рения в молибдените будет невелико.

В золото-висмутовом месторождении Биггенден содержание рения в молибдените составляет 355 г/т, а в молибдените из кварцевых жил и трубообразных тел месторождений Маунт-Перри и Вонба (Квинсленд) соответственно 81 и 161 г/т рения.

Во второй половине 1969 г. геологическая служба штата Новый Южный Уэльс проводила исследование рениевых ресурсов этого штата. Предварительные исследования Моргана и др. (Morgan et al., 1968) позволили предположить, что интерес к рению в этих районах оправдан. В программу работ входило опробование всех значительных молибденитовых рудопоявлений и особо тщательное опробование наиболее крупных месторождений, а также месторождений, где предыдущими исследованиями были выявлены высокие содержания рения.

Наиболее перспективным оказалось месторождение Йетхолм, где в гранат-диопсид-волластонитовых скарнах прослеживается жилкообразная залежь молибденита, по предварительной оценке содержащая несколько миллионов тонн низкосортных молибденитовых руд. Опробование, проведенное ранее (Riley, 1967), показало содержание рения от 64 до 300 г/т, но пробы были, по-видимому, просто образцами руды. По программе геологической службы штата опробование было проведено в пяти жильных выходах. Проба из каждого разреза содержала 9 кг руды, из которой был получен молибденитовый концентрат, содержащий от 10 до 40% молибденита. Среднее из четырех анализов концентратов - 606 г/т рения, а среднее содержание рения в сырой (неочищенной) руде по данным восьми анализов - 383 г/т.

Из этих предварительных данных следует, что запасы месторождения Йетхолм ориентировочно могут составить от 2,27 до 4,54 т рения. Это внушительная цифра для одного месторождения, если учесть, что ориентировочная оценка запасов рения во всех меднопорфириновых месторождениях США составляет 181,6 т (Repo, 1970).

Месторождения района Уилстик представлены кварц-гранат-полевощпатовыми трубообразными телами в гранитах с молибденитом и висмутом. Анализы молибденитов на рений показали слишком большой разброс (0,25-67 г/т по данным пяти анализов), так что вывести среднее значение затруднительно.

Высокими содержаниями рения характеризуется молибденит месторождения Эвертон (штат Виктория). Рудное тело трубообразной формы имеет кольцевую зональность, обусловленную чередованием зон минерализованного молибденитом кварца и гранита. Молибденит содержит от 530 до 630 г/т рения. Содержание рения в молибдените месторождения Йеа составляет 695 г/т. По мнению Уотсона (1970), наиболее богатыми потенциальными возможностями в отношении рения обладают месторождение Йетхолм и месторождения района Джингера.

Редкие земли. Редкоземельные минералы сравнительно широко распространены в Австралии и встречаются в месторождениях различных генетических типов — эндогенных и экзогенных.

В богатых альбитом пегматитовых месторождениях (архей) провинции Пилбара (Уоджина, Мулиелла, Куглегонг) редкоземельные минералы, представленные монацитом, гадолинитом, бастнезитом и ортитом, встречаются в ассоциации с тантало-ниобатами. В районе Хартс-Рейндж — слюдяной пегматит с монацитом и самарскитом.

В провинции Маунт-Айза ураноносные пегматитовые дайки (средний протерозой) содержат монацит и другие редкоземельные минералы. В этой же провинции расположено скарновое урано-редкометальное месторождение Мэри-Катлин, в рудах которого имеются ортит, апатит, стилвеллит, кариоцерит и ринкит. Пробы ортита содержали 21% редкоземельных окислов, состоящих на 19,1% из цериевых и лантановых окислов и на 1,9% из иттриевых и эрбиевых окислов; пробы стилвеллита — 58,4% редкоземельных окислов и менее 5% тяжелых лантановых окислов.

Урано-редкометальное месторождение Радиум-Хилл располагается в зоне скальвания в нижнепротерозойских гнейсах и сланцах. Главный рудный минерал — давидит, сложный титанат железа, урана и редких земель. Содержание давидита в руде от 1 до 3%. В концентратах из Радиум-Хилл установлены значительные количества окислов лантана, церия, иттрия и скандия. Редкоземельные минералы (ортит) встречаются и в других урановых месторождениях, локализованных в протерозойских породах (метаморфогенное медно-урановое месторождение Рам-Джангл).

В пределах палеозойского складчатого пояса редкоземельные минералы (монацит) были отмечены лишь в олово-вольфрамо-молибдено-висмутовых месторождениях провинции Мойна.

Большая часть редкоземельных минералов сосредоточена в россыпных месторождениях Австралии (см. третью часть).

Индий. Индий отмечается в рудах многих сульфидно-касситеритовых и полиметаллических месторождений Австралии, но сведения о его содержании, распределении и извлечении при переработке руд крайне скудны.

По данным Андерсона (1959), в сфалеритах месторождения Брокен-Хилл содержится 100 г/т индия. Если учесть, что 70% всех запасов цинка Австралии сосредоточены в этом месторождении, то получится довольно внушительная цифра запасов индия. Остальные 30% цинка (и соответственно индий) находятся в колчеданно-полиметаллических месторождениях Маунт-Айза и Рид-Розбери. Незначительное содержание индия отмечается в медных рудах месторождения Кобар (Rayner, 1969).

При рафинировании олова, полученного из сульфидно-касситеритовых руд (месторождения Тасманского пояса типа Ренисон-Бел), извлекается индий. Содержание индия в рафинируемом олове около 0,002%.

Небольшие количества индия концентрируются в пылях фильтров газоочистки (свинцово-плавильный завод в Порт-Пири) и в летучих пылях, образующихся при рафинировании меди (завод в Порт-Кембла). Сведений о производстве индия на этих заводах не имеется.

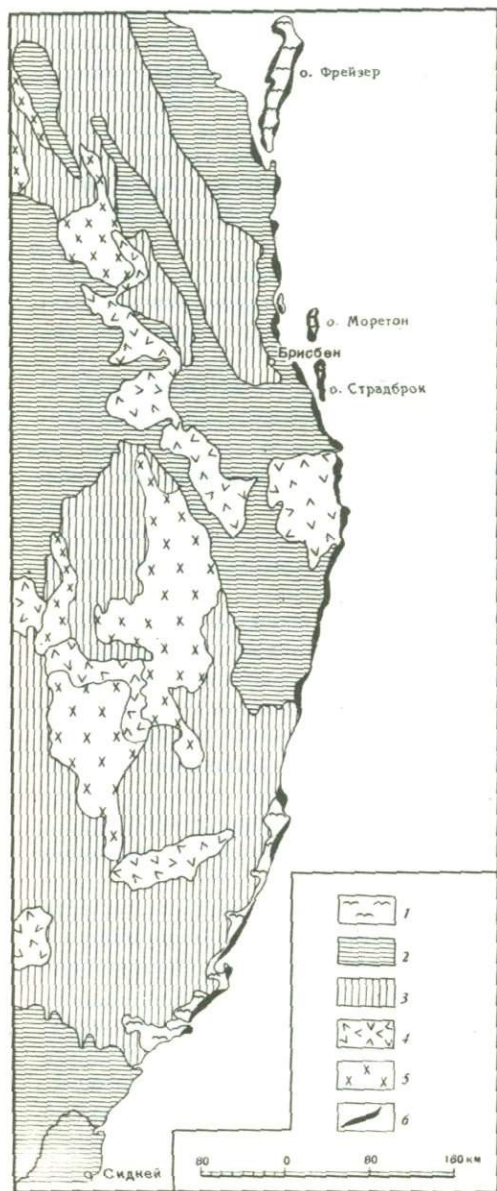
Скандий. Сведения о наличии скандия в рудах эндогенных месторождений Австралии имеются только по урано-редкоземельному месторождению Радиум-Хилл, где окись скандия в последние годы получали из остаточного раствора с урановой обогатительной фабрики. Было произведено 136 кг окиси скандия высокой чистоты.

Часть третья

ЭКЗОГЕННЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(прибрежно-морские россыпи)

Среди различных редкометалльных россыпей в настоящем разделе выделены только прибрежно-морские. Остальные россыпи, главным образом тантало-ниобатов, относимые, по классификации Н.П. Хераскова и др. (1960), к россыпям ближайшего сноса, освещаются в разделах, посвященных рудным месторождениям (преимущественно пегматитовые жилы и грейзены).



Наиболее крупными и лучше изученными из прибрежно-морских россыпей Австралии являются россыпи на восточном побережье (южная часть Квинсленда и северная часть Нового Южного Уэльса), а также на юго-западном побережье (юго-западная часть Западной Австралии).

Соответственно условия образования и особенности россыпей этих двух районов рассматриваются более подробно. Россыпям остальных районов, обычно не имеющих промышленного значения, дается краткая характеристика.

Впервые в Австралии на пески бичей и пляжей как возможный источник золота, платины и олова обратили внимание около 90 лет назад. Эксплуатация оказалась нерентабельной из-за малого содержания и вскоре была прекращена. В 1928 г. вновь была сделана попытка организовать в Квинсленде добычу циркона, золота и касситерита, но вскоре она была прекращена по тем же при-

Рис. 71. Схематическая геологическая карта восточного побережья Австралии между о. Фрейзер и заливом Джервис

1 - четвертичные отложения;
2 - мезозойские отложения; 3 - палеозойские отложения; 4 - третичные базальты; 5 - граниты, 6 - россыпи минералов редких элементов

чинам. Добыча полезных минералов (циркона и рутила) из прибрежных песков на восточном побережье Австралии началась с 1933 г. Особенно большие размеры она приняла в 1952–1957 гг., когда потребность промышленности в рутиле сильно возросла. В это время из россыпей добывались циркон и рутил, хотя пытались добывать и складировать монашитовый и гранатовый концентраты. Весь ильменит шел в отвал из-за недопустимо высокого содержания хрома, которое не позволяло использовать его как сырье для лакокрасочной промышленности.

Сравнительно недавно в Западной Австралии были открыты прибрежно-морские россыпи, которые стали усиленно разрабатываться, так как ильменит в них характеризуется низким содержанием хрома. В настоящее время Австралия является крупнейшим поставщиком рутила (90% мировой добычи) и циркона (76%). Оба минерала добываются исключительно из россыпей. По восточному берегу главные россыпи протягиваются от о.Фрейзер на севере до г.Сидней на юге (рис. 71). К северу от о.Фрейзер крупных повышенных содержаний полезных минералов в шлихах неизвестно, хотя в ряде мест до мыса Йорк и на восточном побережье залива Карпентария встречаются мелкие сравнительно слабо обогащенные месторождения.

На юго-западном берегу Австралии россыпные месторождения редких элементов известны в районе развития докембрийских кристаллических и метаморфических пород между городами Банбери и Бассетон.

Значительно меньших размеров россыпи тяжелых минералов находятся на юге Австралии, в штате Виктория, на Северной Территории, и на о-вах Тасмания, Кинг и Флиндерс.

Глава XIV

РОССЫПИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АВСТРАЛИИ (Квинсленд и Новый Южный Уэльс)

Россыпи Восточной Австралии являются наиболее крупными месторождениями циркона и рутила в мире.

КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ СОВРЕМЕННЫХ РОССЫПЕЙ

Коренным источником современных россыпей являются горные породы, слагающие Большой Водораздельный хребет, расположенный параллельно береговой линии. Он приурочен к Тасманской геосинклинали, протягивающейся от мыса Йорк до о.Тасмания и замкнувшейся в позднепермское время. К геосинклинали приурочены гранитоидный батолит Новая Англия и ряд более мелких интрузий, с которым связаны золотая и медная минерализации. В течение пермского времени при постепенном поднятии плато Нью-Ингленд граниты были эродированы на значительную глубину (Layton, 1966). Акцессорные минералы и продукты размыва сносились в ряд впадин — таких, как Кларенс или Великий Артезианский бассейн. Характеристику акцессорных минералов различных формаций Большого Водораздельного хребта приводит Д.Е. Гарднер (Gardner, 1955).

Граувакки ордовика и силура содержат 100 г/т тяжелых минералов (циркона, ильменита, лейкоксена и турмалина).

Пермские породы сложены конгломератами, песчаниками, туфогенными песчаниками, рассланцованными глинами со слоями угля, глинистыми песчаниками, кремнистыми сланцами, известняками, туфами и базальтами. Песчаники в верхней части разреза содержат тяжелую фракцию до 200 г/т. Она состоит из следующих минералов (в г/т): циркон 59,0, ильменит 35,2, лейкоксен 59,0, турмалин 32,8, сфен 5,6, анатаз 2,2, рутил 5,4 и монашит 0,8.

В триасовых песчаниках тяжелых минералов несколько больше (около 400 г/т). Они представлены (в г/т) цирконом и хромовой шпинелью 280,0, тур-

малином 40,0, ильменитом 40,0, рутилом и анатазом 20,0, магнетитом 20,0 и монацитом 2,0.

Повышенным содержанием тяжелых минералов обладают также пермские породы плато Нью-Ингленд – порфириды, кварцевые диорит–порфириды, биотит–роговообманковые граниты и грубозернистые ортоклазовые граниты.

С грубозернистыми гранитами связаны дайки аплита, пегматита и кварцевые жилы. В краевых частях гранитоидных массивов находятся площади, сложенные грейзенами с оловом, вольфрамом, висмутом и молибденом. Монацит развит преимущественно как аксессуарный минерал гранитов. В пегматитах и гидротермальных жилах он встречается реже.

Содержание тяжелых минералов в гранитах определялось полуколичественным методом (табл. 18).

Кроме того, Гарднером (Gardner, 1955) приводятся минералогические анализы шлихов из аллювия рек, протекающих по гранитам батолита Новая Англия, которые могут до некоторой степени характеризовать состав тяжелой фракции (табл. 19).

Таблица 18. Содержание тяжелых минералов в гранитах плутона Новая Англия (Gardner, 1955)

Место взятия и порода	Циркон	Рутил	Ильменит	Монацит	Лейкоксен	Магнетит	Сфен	Анатаз
Нью-Ингленд, кислый гранит	О	Р	Р	Р	Нет	О	Р	Р
Станторп, кислый гранит	О	-	Р	-	-	О	Р	Р
Северо-восточнее Тентерфилда, пегматит	О	Р	Р	Р	-	О	-	-
Веллогорра, сфеновый гранит-порфир	ОР	-	Р	-	Р	ОР	ОР	-
Тентерфилд, голубые граниты	ОР	Р	ОР	-	-	ОР	Р	Р

О – очень распространенный, Р – редкий, ОР – очень редкий.

Таблица 19. Содержание минералов в отложениях рек, протекающих в районе развития гранитов Новая Англия (% в тяжелой фракции)

Место взятия	Роговая обманка	Циркон	Монацит	Магнетит	Рутил	Ильменит	Лейкоксен	Сфен	Анатаз
Река Мэн у Грэфтона	10,1	5,2	0,6	72,1	2,1	5,7	-	2,4	-
Река Блаф у Тендерфилда	-	18,0	0,9	42,9	1,1	32,7	-	1,5	0,1
Река Санди-Крик	5,5	10,0	1,0	11,8	3,5	63,8	-	3,5	-

Юрские отложения, слагающие бассейн р. Кларенс, представлены песчаниками, сланцеватыми глинами с тонкими угольными слоями и небольшими прослоями конгломератов. Они содержат повышенное количество тяжелых минералов, обогащающих аллювий, который выносится к побережью и питает россыпи (табл. 20). Юрские отложения бассейна р. Кларенс являются промежуточным коллектором австралийских россыпей восточного побережья.

К сожалению, точные содержания полезных минералов в юрских породах бассейна р. Кларенс неизвестны. Д.Е. Гарднер (Gardner, 1955) приводит только данные по минералогическому анализу тяжелой фракции кластических юрских пород и аллювия рек, дренирующих эти отложения (табл. 21).

Таблица 20. Содержание тяжелых минералов в юрских породах бассейна р. Кларенс (% в тяжелой фракции; Gardner, 1955)

Место взятия	Циркон	Рутил	Ильменит	Монацит	Лейкоксен	Сфен	Гранат	Турмалина	Шпинель
Район вблизи Ямба	33,1	14,0	10,1	3,2	8,8	-	27,5	2,9	-
Дорожная выемка вблизи Тебулема	29,0	37,9	22,4	6,1	1,4	-	0,9	2,0	-
Дорожная выемка вблизи Брокен-Хед	21,5	20,0	11,3	1,2	41,0	0,3	1,2	9,4	0,5

Таблица 21. Содержание тяжелых минералов в аллювии рек, пересекающих юрские песчаники бассейна р. Кларенс (% в тяжелой фракции; Gardner, 1955)

Место взятия	Циркон	Рутил	Ильменит	Монацит	Магнетит	Гранат	Лейкоксен	Авгит
Река Ороре, к западу от Графтона	43,7	19,0	21,7	5,5	0,2	6,7	1,3	-
Притоки р. Ричмонд	38,0	17,7	29,9	6,3	1,0	6,3	-	-
Река Ричмонд	4,8	4,2	60,9	0,7	20,2	7,6	-	1,1

Питающей провинцией для прибрежных россыпей служат также породы области Мортон. Эта область сложена триасовыми и юрскими крупнозернистыми песчаниками, рассланцованными глинами со слоями углей и прослоями конгломератов. Здесь же развиты дайки, некки, лакколиты и силлы анальцимовых долеритов, возможно, третичного возраста. Породы содержат повышенное количество тяжелых минералов (табл. 22).

Таким образом, коренным источником прибрежно-морских австралийских россыпей севера Нового Южного Уэльса и юга Квинсленда являются граниты плато Нью-Ингленд, содержащие минералы россыпей в виде аксессуариев. При разрушении этих гранитов аксессуарные минералы концентрировались в юрских песчаных отложениях в области Мортон, которые явились промежуточным коллектором тяжелых минералов.

Таблица 22. Содержание тяжелых минералов в породах области Мортон (% в тяжелой фракции; Gardner, 1955)

Место взятия	Циркон	Рутил	Иль- менит	Мона- цит	Лейко- ксен	Гранат	Турма- лин
Мыс Мортон, песчаники формации Бундембе	32,2	14,9	10,8	2,4	5,5	32,6	1,1
Мыс Мортон, триас	31,0	15,7	18,5	2,8	6,8	20,1	3,9
Район Калундре, триас	8,2	14,2	10,0	2,3	2,3	58,8	3,8
Район Александер, юра	4,5	4,0	2,8	1,7	0,4	85,4	1,2
Мыс Арквридж, юра	32,5	40,5	18,7	3,5	0,4	2,8	1,5
Среднее	21,9	17,8	12,2	2,5	3,1	39,9	2,3

В районе развития гранитов Новая Англия и юрских отложений широко распространена мощная кора выветривания, благодаря чему отделение тяжелых минералов от породы происходит особенно легко.

Наличие повышенных содержаний циркона и минералов титана в песках восточного побережья Австралии к северу от о.Фрейзер легко объяснить размывом слагающих побережье гранитов (аналогичных гранитам Новая Англия) и мощной серии палеозойских отложений.

Присутствие тяжелых минералов на восточном побережье залива Карпентария объяснить труднее, так как верховья немногих рек, впадающих в залив, достигают областей распространения гранитов и архейских гнейсов. По-видимому, главное значение здесь имеет перемык четвертичных отложений, окаймляющих залив.

Иная точка зрения на коренные источники восточноавстралийских россыпей у Уитворта (Whitwort, 1956) и Лайтона (Layton, 1966). Они считают, что коренным источником россыпей являются не только граниты Новая Англия, но и другие породы. Лайтон отмечает, что в гранитах рутила ничтожно мало, а циркон из гранитов по кристаллическим очертаниям и оптическим константам мало похож на циркон из россыпей. Циркон и рутил, схожие с цирконами из прибрежных песков, распространены в пермских песчаниках угольных районов Нового Южного Уэльса и Квинсленда (бассейна р.Кларенс, Мортонская серия и т.д.).

Скорее всего здесь имеет место многократный перемык песчаного материала от докембрийского до пермского возраста и вследствие этого концентрация полезных минералов. Вероятно, основное количество ильменита и рутила было вынесено из молодых основных эффузивов и гипабиссальных пород — тем более, что ильмениты прибрежных песков содержат сходное количество хрома. В серпентинитовом поясе Тасманской геосинклинали встречаются и рудопроявления платины. В Квинсленде широко развиты коренные месторождения меди и золота, а в Новом Южном Уэльсе много месторождений сапфира и других драгоценных камней. Все эти минералы изредка отмечаются в прибрежных песках, и это еще раз подтверждает, что размыву подверглась значительная площадь разновозрастных пород.

Водораздельный хребет к концу третичного времени имел широко развитую и глубоко врезанную речную сеть. В древнем аллювии этой речной сети содержатся олово, золото, алмазы и сапфиры. В олигоцене излияние базальтов перекрыло и заполнило древние долины и часть плато, консервируя древний аллювий. Он встречается в основании холмов, значительно выше уровня современных рек. Эрозия древних речных отложений приводит к переотложению касситерита в современный аллювий.

Уровень моря в раннечетвертичное время, по-видимому, был на 90–120 м ниже современного, и устья древних рек, таких как Палеоричмонд, Палеомаккой и др., располагались примерно на 65 км восточнее современных. Наступание моря началось в позднеледниковую эпоху, когда уровень Мирового океана стал повышаться за счет таяния льда, образовавшегося в гляциальную эпоху. В настоящее время вдоль большей части восточного побережья Австралии происходит постепенная регрессия моря. Отложения, образованные на прежних пляжах, местами сейчас находятся в некотором удалении и приподняты выше современного уровня моря.

Водораздельный хребет в нижнечетвертичное время был выше, чем в современную эпоху, и сила врезания рек была значительная, о чем говорят глубоко врезанные ущелья плато Нью-Ингленд. Количество переносимого аллювия было во много раз больше, чем сейчас.

ОБРАЗОВАНИЕ И ХАРАКТЕР ПЕСЧАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРИБРЕЖНО-МОРСКОЙ ЗОНЕ

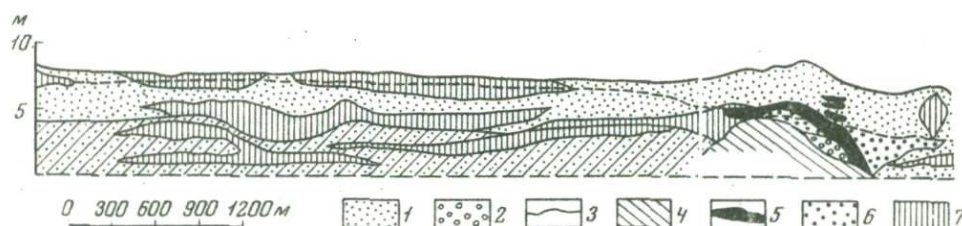
Образование прибрежно-морских и связанных с ними эоловых песчаных месторождений обуславливается деятельностью волнения, приливов и отливов, прибрежных течений и ветра (Jones, 1953). Прибрежно-морские месторождения тяжелых минералов первоначально формировались на береговой отмели (пляже) между отметкой уровня моря во время отлива и наиболее высокими отметками побережья, заливаемого штормовыми волнами во время прилива. В результате воздействия волн на песчаные отложения происходит взмучивание последних, сопровождающееся выносом в море наиболее легких минералов и среди них основной части более мелких зерен кварца. При благоприятных гидродинамических условиях одновременно с выносом минералов легкой фракции осаждаются и концентрируются минералы повышенного удельного веса, особенно рудные минералы. При достаточной продолжительности этого процесса на береговой отмели могут возникать более или менее мощные пропластки и пласты тяжелых минералов, содержащие небольшую примесь кварца и других минералов низкого удельного веса. Ниже и выше подобных пропластков залегают почти белые кварцевые слои с очень низким содержанием тяжелых минералов.

Сильное волнение на восточном побережье Австралии обуславливается продолжительными и достаточно сильными юго-восточными ветрами, дующими в летние месяцы. Типичные пляжи здесь сложены преимущественно тонким белым кварцевым песком и имеют ширину до 25–70 м, которая определяется силой формирующих его волн и величинами приливов и отливов. Пляжи нередко изогнутой формы, образуются между двумя косами или, начинаясь у косы, протягиваются к северу вдоль края песчаной толщи и оканчиваются у устьев рек. Для пляжей восточного побережья благодаря направлению волн с юго-востока очень характерно вытягивание почти в меридиональном направлении, и только при наличии какого-нибудь естественного препятствия (скальный выход коренных пород или устье реки) в северном конце пляжа образуется проход (Fisher, 1948; Brooks, 1953).

В эстуариях, защищенных от воздействия открытых волн и штормов, хорошо отсортированные пески переслаиваются с грубозернистыми песками. Содержание полезных минералов здесь обычно невелико.

Наиболее богатые месторождения образуются на вытянутых и открытых прибою берегах, где песчаный материал неоднократно переслагается. Часто месторождения приурочены к северным окончаниям пляжей и возникают около мыса, устья реки или какого-нибудь другого природного барьера. Большую роль играют реки, выносящие из питающих провинций тяжелые минералы. В устьях рек во время штормов течение часто подпруживается, вследствие чего тяжелые минералы выпадают из переносимой рекой взвеси.

В формировании россыпей большую роль играют штормы. По данным Коннах (Connah, 1961), на о.Фрейзер, например, во время штормов значительные пляжи уничтожаются или намываются в течение 24 часов, причем масса песка пе-



ремещается на глубину более 1 м. Особенно крупные концентрации тяжелых минералов образуются во время очень сильных штормов, которые бывают один раз в несколько лет (Fisher, 1948). При этом тяжелые минералы накапливаются на слабо наклонной к морю поверхности пляжа; обычно угол наклона не превышает $4-5^{\circ}$. В зависимости от силы волнения и ряда других факторов могут образовываться пласты почти начисто отмытых от кварца тяжелых минералов мощностью от десятков сантиметров до 1-1,5 м (в редких случаях) и шириной 10-25 м (в отдельных случаях до 50 м). Длина подобных пластов вдоль берега очень изменчива - от первых десятков метров до 1-2 км, а в единичных случаях - до нескольких километров (Gennings, 1956).

В поперечном разрезе пласты тяжелых минералов имеют линзообразную форму и мощность, увеличивающуюся по направлению к берегу, с крутым выклиниванием в верхнем конце пласта и постепенным выклиниванием к морю. Пласты залегают и последовательно, и кулисообразно. В следующую за штормом хорошую погоду со слабым волнением нижняя часть пласта смыывается с пляжа и теряется, смешиваясь с кварцевым песком, а верхняя постепенно закрывается передвигаемым ветром песком, который образует уже эоловые отложения (рис. 72).

По Фишеру (Fisher, 1948), все процессы на пляже, включающие концентрацию тяжелых минералов, сводятся к следующему.

1. При слабых волнении и ветре морские волны постепенно передвигают пески пляжа, чаще в северном направлении и вырабатывают его профиль с относительным наклоном до 8° .

2. Сильные - обычно юго-восточные - ветры сдувают кварцевые зерна с пляжа в направлении от моря - это начальная стадия образования дюн - и оставляют на пляже тяжелые минералы, которые концентрируются в виде тонкого слоя (до нескольких сантиметров). При повторении этого процесса возникает серия тонких пластов тяжелых минералов, отделенных от обычных песков пляжа.

3. При увеличении волнения штормовые волны, действуя на переслаивание тяжелых минералов и кварца, удаляют последний и выравнивают профиль пляжа до 4° , оставляя после срезания волнами крутой обрыв в его передней части.

Пляжевые россыпи, образовавшиеся на береговой отмели под действием штормовых волн, - наиболее богатый промышленный тип прибрежно-морских россыпей, с них и начались эксплуатационные работы на восточном побережье. Сейчас наиболее богатые россыпи этого типа выработаны, и основные эксплуатационные работы ведутся уже на наиболее обогащенных участках дюнных (эоловых) месторождений. Следует отметить, что пляжевые россыпи, кроме современных прибрежных отмелей, встречаются на более древних береговых линиях, часто погребенных под дюнными отложениями. Кроме того, в ряде участков после отработки возможна регенерация богатых пластов пляжа после сильных штормов (рис. 73).

Непосредственно за пляжем в результате передувания кварцевых песков, а во время сильных ветров - и всех присутствующих в песках минералов, формируются "фордюны" (foredune). Верхняя часть пляжа, находящаяся выше отметок прилива и заливаемая волнами только во время сильных штормов, приподнята над уровнем моря на несколько метров и легче всего разрушается вет-

Рис. 72. Схематический профиль через одну из россыпей Австралии (Gardner, 1955)



- 1 - пески; 2 - гравий и галька; 3 - граница уплотненных песков; 4 - плотик - породы верхнего палеозоя; 5 - пески с содержанием тяжелых минералов более 180 кг/м^3 ; 6 - пески с содержанием тяжелых минералов от 180 до 72 кг/м^3 ; 7 - пески с содержанием тяжелых минералов менее 72 кг/м^3 ; 8 - уровень моря; 9 - уровень грунтовых вод

ром. Типичные "фордюны" развиваются по всей длине пляжа и характеризуются сравнительно однородными поперечными сечениями и высотой гребней на значительных расстояниях. Они образуются в течение длительного периода хорошей погоды при передувании песка с пляжа. Их поверхность вскоре становится стабильной - от раздувания песок защищает растительный покров.

В ряде районов отмечены один или несколько песчаных гребней позади и параллельно фofdюне. Они были названы параллельными дюнами (parallel dunes). Последние обычно залегают на пропластках тяжелых минералов, вероятно, возникших в результате некоторого передувания рудных пластов на пляже и на более ранних фofdюнах, образовавшихся в период последовательного опускания береговой линии.

В двух районах широкого развития параллельных дюн (Бред-Бич в Квинсленде и Гудген-Бич в Новом Южном Уэльсе) бурением установлено, что под ними расположены черные пески, приподнятые на 0,5 м над современными пляжами. Это свидетельствует о том, что параллельные дюны относятся и к современным, и к раннечетвертичным образованиям. Ряд исследователей считает, что параллельные дюны сформировались путем отложения песка в заливах внутри болот. Тяжелыми минералами эти дюны обогащались эоловым путем и за счет привноса минералов ручьями, стекающими с высоких и более древних трансгрессивных дюн (Gardner, 1955). Длина параллельных дюн достигает нескольких километров, а высота 12-15 м.

Отличием трансгрессивных, или несогласных дюн (transgressive dunes), от дюн пляжей (фofdюн и параллельных дюн) является удлиненная форма - в направлении преобладающего ветра. По мнению Гарднера (1955), они развивались как активные дюны, движущиеся в этом направлении. Трансгрессивные дюны - наиболее крупные эоловые образования (их высота на о. Северный Страдброк достигает 219 м, а на о. Мортон 280 м) и наиболее древние (на юге Квинсленда они относятся предположительно к плейстоцену). Эти гигантские массивы песчаных холмов отделены от материка заливами, озерами, болотами и торфяниками.

Очень хорошим примером последовательного развития трансгрессивных дюн служат трансгрессивные дюны на о-вах Северный Страдброк, Мортон и Фрейзер, где хорошо видно несколько стадий образования дюн, связанных с изменением уровня береговой линии. Эти острова почти целиком состоят из трансгрессивных дюн различного возраста, которые поднимаются до 280 м и вытянуты в север-северо-западном направлении. Северо-восточные ограничения каждого острова были образованы устойчивыми породами и играли роль барьера против миграции песка в северном направлении.

Гарднер (1955), более подробно описавший трансгрессивные дюны о. Северный Страдброк, указывает, что почти вся площадь этого острова, имеющего длину около 37 км, занята трансгрессивными дюнами. На востоке океанский пляж и дюны отделены от внутренней части острова длинной узкой заболоченной полосой. На пляже были найдены участки с повышенным содержанием тяжелых минералов и производилась промышленная эксплуатация. При этом в трансгрессивных дюнах содержание тяжелых минералов увеличивается от более древних к более молодым. Так, в первой наиболее близкой к берегу гряде дюн высотой 1,5-3,5 м содержится до 2% тяжелых минералов, а в единичных пробах из этих дюн - более 3%, во второй гряде высотой 12 м - около

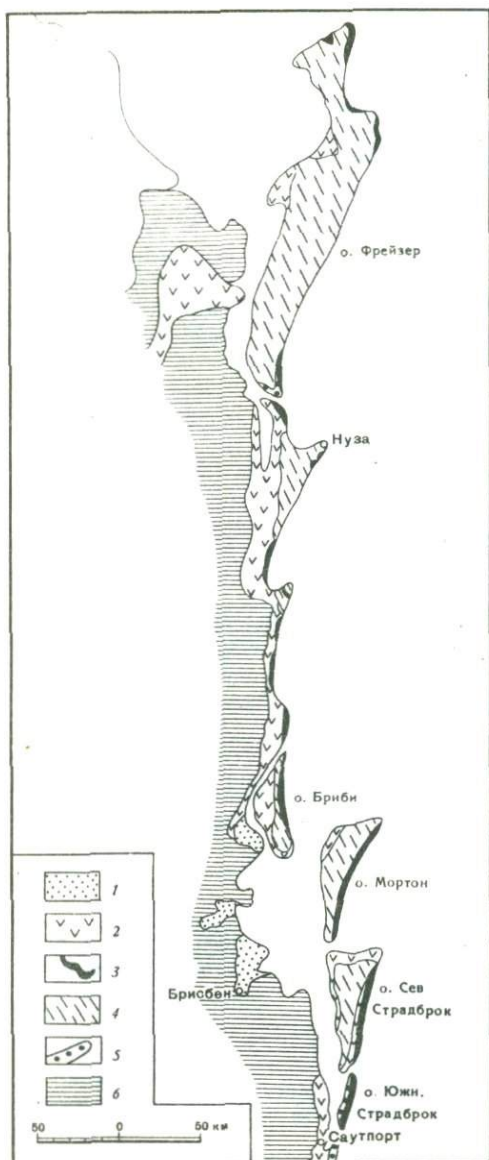


Рис. 73. Схема расположения различных типов четвертичных отложений в районе наиболее богатых россыпей Квинсленда (Сопнах, 1961)

1 - аллювий эстуариев; 2 - болотистые участки, сложенные илом, песком и торфом; 3 - трансгрессивные дюны (активные); 4 - трансгрессивные дюны, закрепленные растительностью; 5 - прибрежные дюны (параллельные); 6 - доплейстоценовые породы

1% тяжелых минералов, в наиболее же высокой и удаленной от моря гряде - только 0,5% (Сопнах, 1961). Эти три стадии обогащения трансгрессивных дюн хорошо фиксируются и на фотоснимках. На западной стороне острова трансгрессивные дюны заканчиваются крупным откосом и медленно засыпают пролив, отделяющий остров от материка. На востоке трансгрессивные дюны засыпают болото между островом и океанским пляжем. Большая часть трансгрессивных дюн на о. Северный Страдброк сейчас закреплена эвкалиптовым лесом и папоротником.

С 1967 г. на острове разрабатывается новый дюнный район, несколько удаленный от побережья, где имеются крупные, но разбросанные месторождения минерализованного песка ("Expansion of rutile production". - "Min. Journ.", 1967, v. 268, N 6861).

Подводные россыпи с промышленным содержанием полезных минералов на восточном побережье Австралии неизвестны. Содержащий тяжелые минералы песок

приносится к океану реками и отлагается в баре. Впоследствии песок рассеивается океанскими течениями и переносится вдоль берегов под действием волн. Маловероятно, чтобы тяжелые минералы переходили в океан за бар и образовывали скопления. Наблюдаемые местами подводные скопления полезных минералов связаны либо с медленным опусканием побережья, либо с опусканием отдельных участков берега в грабенах.

На подводных отмелях бурение производилось в г. Кулангатта и бухте Лагуна до глубины 4,5-18,5 м. Ниже уреза воды найдены только следы тяжелых минералов (Сопнах, 1961). Подводные россыпи были опробованы также в районах Саутпорт и Нуза на глубину до 5 м. Результаты отрицательные. Имеются сообщения рыбаков о наличии черных песков на дне моря, но они вызывают сомнения (Сопнах, 1961).

Публикуются многочисленные указания о поисках подводных прибрежно-морских россыпей на шельфе Австралии, но данных об их нахождении пока не приводится.

Наиболее богатые прибрежно-морские россыпи известны на восточном побережье Австралии в южной части Квинсленда и на севере Нового Южного

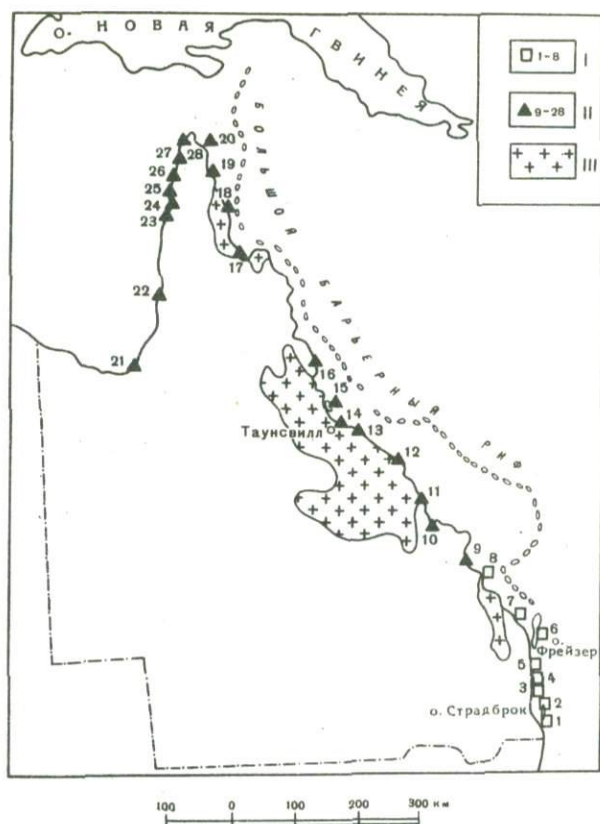


Рис. 74. Россыпи побережья Квинсленда

I - крупные, местами эксплуатируемые россыпи: 1 - о. Южный Страдброк; 2 - о. Северный Страдброк; 3 - о-ва Мортон и Бриби; 4 - район Калундра-Нуза; 5 - район Нуза-Инскип; 6 - о. Фрейзер; 7 - район Бандаберг; 8 - Бойне-Ривер, о-ва Фесинг и Кертис; II - мелкие и бедные россыпи: 9 - район Рокгемптон; 10 - район Брод-Саунд; 11 - район Маккай; 12 - район Боуэн; 13 - район Эйр; 14 - район Таунсвилл; 15 - о. Хинчинбрук; 16 - район Гордонвейл-Кэрнс; 17 - бухта Принцессы Шарлотты; 18 - район Ллойд-Бей; 19 - район Шелбурн-Бей; 20 - о. Тортл-Хед; 21 - район Флиндерс-Ривер; 22 - Топси-Крик; 23 - район Фельз-Пера-Хед; 24 - район Уркухарт-Пойнт; 25 - Пеннефазер-Ривер; 26 - Порт-Масгрейв; 27 - район Врилис-Пойнт; 28 - о. Принца-Уэльского; III - площади распространения гранитов

Уэльса. Они тянутся прерывистой полосой на протяжении 1200 км от г. Ямбы на юге до о. Фрейзер на севере (см. рис. 73). Береговые пески содержат тяжелые минералы в любом соотношении с кварцевыми зернами, но наиболее богатые по запасам и содержанию тяжелых минералов месторождения расположены к югу от о. Фрейзер.

Севернее о. Фрейзер содержание тяжелых минералов в прибрежных песках резко падает. Это объясняется тем, что здесь параллельно береговой линии Австралии расположен Большой Барьерный риф, который протягивается до северного окончания восточного побережья у м. Йорк. Этот риф преграждает доступ с юго-востока к побережью Австралии больших штормовых волн, способствующих образованию наиболее богатых концентраций тяжелых минералов на пляжах. На этом участке за рифом резко сокращается и количество золотых образований, которые южнее представлены хорошо развитыми различными типами дюн. Поэтому севернее о. Фрейзер в прибрежной полосе имеются только рассеянные вдоль берега мелкие месторождения тяжелых минералов (рис. 74).

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСКОВ

Пески пляжей и эоловых образований Восточной Австралии хорошо отсортированы и отмыты от глинистого и илистого вещества. Гранулометрический состав песков довольно постоянен (табл. 23).

Бизли (Beazley, 1950) считает, что средний размер песчаных зерен колеблется от 0,11 до 0,133 мм, заметно увеличиваясь у южных концов пляжей на о-вах Северный и Южный Страдброк. Предполагают, что наиболее крупные зерна являются продуктами разрушения мезозойских песчаников бассейна р.Кларенс.

Зерна прибрежных песков хорошо окатаны, степень окатанности зерен увеличивается от ильменита к рутилу, циркону и монашиту. Средний размер зерен зависит от удельного веса минерала (чем больше удельный вес минерала, тем меньше средние размеры зерен). Самые мелкие зерна встречены у монашита. Ситовой анализ монашита приведен в табл. 24. Средний диаметр зерен монашита около 0,08 м.

Ситовой анализ зерен рутила и циркона (Newman, 1963), проведенный для различных участков восточного побережья, показал, что здесь можно выделить три района. При среднем диаметре зерен рутила 0,116-0,117 мм, а циркона 0,112-0,114 (табл. 25 и 26) выделяются северный район у г.Брисбена с более мелкими зернами, южный район у г.Сиднея с крупными зернами и центральный район в устье р.Кларенс со средними размерами зерен. Наиболее мелкие зерна характерны для минералов в эоловых отложениях и особенно для некоторых участков трансгрессивных дюн.

Среднее соотношение основных рудных минералов в тяжелой фракции песков (сумма принята за 100%) составляет (в %): ильменит 32, рутил 28, циркон 38, монашит 0,7 (средние данные из 40 анализов, приведенных Гарднером, Gardner, 1955).

Для о.Страдброк это соотношение составляет (в %): ильменит 35, рутил 29, циркон 34, монашит 0,4.

Кроме того, в тяжелой фракции присутствуют (в %): турмалин 1,6, гранат 1,3, хромит 0,6, лейкоксен 0,4, касситерит 0,1, эпидот меньше 0,1, ставролит

Таблица 23. Средний диаметр зерен тяжелых минералов на пляжах и в дюнных песках восточного побережья (Gardner, 1955)

Местоположение	Средний диаметр зерен, мм	Местоположение	Средний диаметр зерен, мм
Река Ричмонд, устье	0,113	Остров Северный Страдброк, трансгрессивные дюны	0,110
Соуз-Нуби	0,149		
Брод-Бич	0,111	Остров Южный Страдброк, южная часть пляжа	0,124
Остров Южный Страдброк, основание пляжа	0,110		
		Мыс Аркрайт, у фордун	0,180

Таблица 24. Ситовой анализ монашитового концентрата с обогатительной фабрики в Саутпорте (Kraitzer, 1963)

Фракция, мм	Содержание, %	Фракция, мм	Содержание, %
+0,147	0	+0,048	18,1
+0,104	3,2	-0,048	0,3
+0,074	78,4		

Таблица 25 Ситовой анализ рутиловых концентратов (в %; Newman, 1963)

Местоположение	Фракции, мм				
	0,6-0,25	0,25-0,147	0,147-0,1	0,1-0,074	-0,074
Северная часть (район г.Брисбен)	Нет-0,5	1-16	33-73	19-58	Следы-5
Центральная часть (район устья р. Кларенс)	0,1-0,5	12-32	55-80	0,5-29	Следы-0,1
Южная часть (район г.Сиднея)	0,2-11,0	43-90	2-55	Следы-4	Следы-0,05

Таблица 26. Ситовой анализ цирконовых концентратов (в %; Newman, 1963)

Местоположение	Фракции, мм				
	0,6-0,25	0,25-0,147	0,147-0,1	0,1-0,074	-0,074
Северная часть (район г.Брисбен)	Следы-0,1	1-8	24-57	35-69	0,1-4,0
Центральная часть (район устья р.Кларенс)	Следы-0,1	6-20	63-91	8-28	Следы-0,05
Южная часть (район г.Сиднея)	0,7-15,0	53-89	3-43	Следы-4	0-0,1

0,05, андалузит 0,05, коричневая шпинель 0,02, гиперстен 0,01, плеонаст 0,01, зеленая шпинель 0,1. Спорадически встречаются клиноцоизит и корунд, а в единичных зернах - топаз и сапфир.

Отметим, что содержание второстепенных минералов тяжелой фракции в различных месторождениях сильно меняется. Так, исследование монацитовых концентратов с пляжа района Соунси показало следующий состав тяжелой фракции (в %): циркон 32,73, рутил 48,19, ильменит 13,15, монашит 1,91, лейкоксен 0,94, гранат 0,20, турмалин 0,79, прочие непрозрачные минералы 1,14 и прочие анизотропные минералы 0,95 (Blaskett, Hudson, 1965).

Золото и олово сравнительно редки среди минералогической ассоциации дюнных песков, хотя в виде единичных зерен отмечаются практически во всех песках Нового Южного Уэльса. Среднее содержание золота - 2-10 знаков на 1 м³ песков. В касситерит-монацитовом концентрате, получаемом на обогатительных фабриках, содержание золота часто достигает 60 г/т. Небольшие содержания золота установлены в Байрон-Бей, Ньюкасле и Шелхарборе. Платина встречается реже и в значительно меньших количествах. В единичных случаях в том же касситерит-монацитовом концентрате содержание платины достигает 2830 г/т, что указывает на ее локальный коренной источник. В районе развития гранитоидов Новая Англия имеет значительное количество рудопроявлений и месторождений олова. Несмотря на это, в песчаных отложениях Нового Южного Уэльса значительных количеств касситерита не установлено, хотя в единичных случаях оно достигает 500 г/т.

Прибрежно-морским россыпям восточного побережья Австралии посвящено большое количество работ, однако по отдельным полезным минералам аналитических данных сравнительно мало.

Результаты химического анализа монацитовых концентратов приведены в табл. 27. Более подробные, но также неполные анализы приводят Гарднер (Gardner, 1955) для монацита из района Байрон-Бей и Крейтцер (Kraitzer, 1963) для монацита с обогатительной фабрики в г.Саутпорт (табл. 28).

Таблица 27. Химический состав монацитовых концентратов из песков восточного побережья (в %; Connah, 1961)

Местоположение	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	TR	Нерастворимые сульфиды
Тугун	7,1	27,7	32,5	0,4
Литл-Бурлейдж	6,2	28,5	33,1	1,2
Брод-Бич	6,4	25,9	29,6	9,3
Остров Северный Страдброк	5,9	25,6	32,7	7,6
Мыс Инскип (90%-ный концентрат с бича)	6,4	27,3	35,5	5,8

Таблица 28. Химический состав монацита из песков восточного побережья (в %)

Окислы	Из района Байрон-Бей (Gardner, 1955)	С обогатительной фабрики в г. Саутпорт (Kraitzer, 1963)	Окислы	Из района Байрон-Бей (Gardner, 1955)	С обогатительной фабрики в г. Саутпорт (Kraitzer, 1963)
U ₃ O ₈	-	0,34	Eu ₂ O ₃	-	0,014
ThO ₂	7,35	7,30	TR ₂ O ₃	60,21	57,7
Ce ₂ O ₃	27,2	27,5	F ₂ O ₅	-	28,9
La ₂ O ₃	15,5	-	Нерастворимый остаток в H ₂ SO ₄	-	2,5
Pr ₂ O ₃	3,37	-			
Nd ₂ O ₃	11,9	-			
Sm ₂ O ₃	2,24	-			

Кроме того, Крейтцер (Kraitzer, 1963) приводит следующий спектральный анализ окисей редких земель (в %): Y₂O₃ 2,5, Pr₆O₁₁ 3,5, Nd₂O₃ 11,8, La₂O₃ 15,6, Sm₂O₃ 2,7, Gd₂O₃ 1,6, Tb₄O₇ 0,28, Dy₂O₃ 0,3, Ho₂O₃ 0,05, Er₂O₃ 0,03, Yb₂O₃ 0,03.

По данным Гарднера (Gardner, 1955), содержание тория в монацитах из различных районов восточного побережья колеблется незначительно (от 6,3 до 7,3%).

В табл. 29 и 30 приведены анализы типичных цирконовых и рутиловых концентратов.

Таблица 29. Анализы типичных цирконовых концентратов (Newman, 1963)

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
ZrO ₂ (+HfO ₂)*	66,5-67,0	Cr ₂ O ₃	0,0006-0,002
SiO ₂	32,8-33,2	V ₂ O ₅	0,0004-0,001
TiO ₂	0,05-0,14	P ₂ O ₅	0,01-0,02
Fe ₂ O ₃	0,02-0,03	CaO	В одной пробе
Al ₂ O ₃	0,04-0,14		до 0,028

* HfO₂ автором не определялся, но обычно указывается в количествах 1,3-1,5%

Таблица 30. Анализы типичных рутиловых концентратов (Newman, 1963)

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
Cr ₂ O ₃	0,15-0,32	CaO	0,02-0,08
V ₂ O ₅	0,60-0,71	MgO	0,02-0,09
Al ₂ O ₃	0,19-0,42	TiO ₂	95,9-97,4
Nb ₂ O ₅	0,20-0,53	Органическое вещество	0,05-0,13

В табл. 31 приведены результаты анализов ильменитов из различных районов восточного побережья. Содержание хрома существенно колеблется в разных точках побережья, но в большинстве случаев оно настолько велико, что исключает возможность использования ильменита в лакокрасочной промышленности.

Таблица 31. Состав ильменитового концентрата (в %; Connah, 1961)

Местоположение	Окислы			
	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃
Тугун	48,0	32,0	10,3	5,1
Остров Южный Страдброк	47,8	30,6	11,4	1,9
Остров Северный Страдброк, пляж	50,0	31,5	11,8	0,9
Остров Фрейзер	50,0	31,0	11,4	1,3
Остров Кертис, северный пляж	-	-	-	0,12
Мыс Клинтон	-	-	-	0,25

СОДЕРЖАНИЕ И ЗАПАСЫ ПОЛЕЗНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Прибрежно-морские отложения содержат тяжелые минералы в смеси с кварцевым песком в любом соотношении до 90-95% в богатых прослоях "черного песка". Состав тяжелых минералов достаточно однообразен. Из полезных минералов присутствуют циркон, рутил, ильменит и в очень небольших количествах монашит, который, однако, встречается почти во всех прибрежно-морских месторождениях Австралии (Overstreet, 1967).

Процентные соотношения между указанными минералами в тяжелой фракции песков из отдельных месторождений восточного побережья изменяются в широких пределах: циркона от 9 до 65%, рутила от 2 до 44%, ильменита от 11 до 91%, монашита от 0,1 до 2%. Соотношения этих минералов и содержание их в тяжелой фракции для некоторых месторождений приведены в табл. 32. Гарднер (Gardner, 1955) считает, что в пределах отдельных месторождений намечается некоторое обогащение тяжелыми минералами верхних частей рудоносных песков (см. рис. 72).

Запасы прибрежно-морских россыпей восточного побережья Австралии установить трудно, так как они подсчитаны только для части территории побережья, примыкающей к эксплуатируемым участкам. Выявление запасов усложняет и то обстоятельство, что богатые пласты тяжелых минералов на пляжах во время штормов либо уничтожаются волнением, либо вновь возникают у отработанных участков.

Наиболее детальный подсчет запасов для побережья Южного Квинсленда произвел в 1961 г. Т.Х.Коннах, а для побережья северной части Нового Южного Уэльса в 1951 и 1955 гг. Д.Е.Гарднер. Практически после них подробных новых публикаций о запасах тяжелых минералов на восточном побережье нами не встречено, и все эти данные в несколько обобщенном виде представлены в табл. 33.

Таблица 32. Содержание полезных минералов в тяжелой фракции песков прибрежных россыпей восточного побережья Австралии (в %; Gardner, 1951, 1955; Connah, 1961)

Местоположение		Циркон	Рутил	Ильменит	Монашит
Квинсленд	Маккай-Бич, пляж	9	2	88	0,4
	Мыс Клинтон, пляж и дюны	14	8	77	-
	Остров Кертис, дюны	13	9	74	-
	Там же (Роунд-Хилл-Хед), дюны	4	4	91	-
	Остров Фрейзер (м.Санди-Кейп), дюны	24	16	60	-
	Остров Бриби, пляж	22	18	58	1,1
	Остров Мортон, пляж	23	19	56	0,9
	Остров Северный Страдброк, пляж	31	37	31	0,2
	Там же, дюны	31	38	26	0,2
	Остров Южный Страдброк, пляж	34	35	30	0,5
	Саутпорт, пляж	38	37	24	0,6
Палм-Бич, пляж	41	36	23	0,5	
Новый Южный Уэльс	Тугун Бич, пляж	49	27	23	0,5
	Каджен-Бич, пляж	51	28	21	0,5
	Твид-Хед, пляж	49	29	22	0,6
	Балдина (Север-Майл-Бич), пляж	53	28	18	0,7
	Эвенс-Хед, пляж	44	30	25	1,0
	Ямба, пляж	65	24	11	0,3
	Район Суонси, пляж	33	44	22	2,0
Район Порт-Кембла, пляж	38	29	17	0,2	

Таблица 33. Примерные запасы полезных минералов в прибрежно-морских россыпях восточного побережья Австралии для Квинсленда (Connah, 1961) и для Нового Южного Уэльса (Gardner, 1951, 1955)

Штат	Местоположение	Содержание тяжелых минералов, %	Запасы, тыс. т				
			тяжелые минералы	циркон	рутил	ильменит	молибденит
Северный Квинсленд	Мыс Йорк, небольшой пляж и дюны	9,5	32	10	8	14	-
Центральный Квинсленд	Маккай-Бич, пляж	50	10	0,7	-	4	-
	Мыс Клифтон, пляж	4-50	235	32	18	181	-
	Остров Кертис, пляж	12-15	49	9	2	36	-
	Там же (Роунд-Хилл), дюны	3-10	980	40	26	903	-
	Кунар-Крик, пляж	10-12	8	1	0,8	6	-
Итого для Северного и Центрального Квинсленда		-	1314	92,7	54,8	1144	-
Южный Квинсленд	Остров Фрейзер (северная коса), дюны	1-3	300	43	50	200	1
	Там же (Индиен-Хед), дюны	3-10	185	39	35	105	0,9
	Там же (мыс Сэнди), дюны	3-10	95	23	15	57	0,4
	Полуостров Инскип, пляж	40-50	20	4	3,4	12	0,2
	Там же, дюны	3-10	420	70	71	263	1,8
	Там же (Стейон-Берм), дюны	10-30	68	17	10	39	0,3
	Калундра-Нуза, пляжи	10-30	33	6,6	6,3	15,4	0,2
	Остров Бриби, пляж	10-15	25	5	6	13	-
	Остров Мортон, пляж	30-40	20	4	5	11	-
	То же, дюны	3-10	175	25	45	100	-
	Остров Северный Страдброк (участок СМЛ-931), дюны	3-10	370	90	140	110	0,5
	То же (участок ДЛ-146), дюны	3-10	40	17	13	-	-
	То же (участок СМЛ-931), дюны	3-10	200	30	45	120	0,3
	То же	0,7	10500	1750	3000	5500	12
Остров Южный Страдброк, пляж	10-30	35	12	12	10,5	0,2	
То же, дюны	1-3	135	37,5	45	44	-	
Саутпорт-Кулангатта, пляжи	30-50	369	137,3	122,4	101,2	1,8	
Итого для Южного Квинсленда		-	12991	2311	3624	6701	7,6
Север Нового Южного Уэльса	От Кулангатта (Твид-Хед) до Баллина (Север-Майл-Бич), пляжи	30-50	1682	733	519	328	8,7

Таблица 33 (окончание)

Штат	Местоположение	Содержание тяжелых минералов, %	Запасы, тыс. т				
			тяжелые минералы	циркон	рутил	ильменит	монацит
Центральная часть Нового Южного Уэльса	От Баллина (Эвенс-Хед) до устья р.Кларенс (Ямба), пляжи	10-30	144	67	44	31	1,2
	Район Суонси, пляжи	10-30	10	4,5	4,3	1,4	0,2
	Лауриешен южнее Гранта, пляжи	10-30	10	4	3,9	2,0	0,1
	Район Дайамонд-Хед, пляжи	10-30	20	9,4	7,0	3,6	0,08
	Район Порт-Кембла, пляжи	10-30	5	2,1	1,8	1,0	0,02
Итого для Центральной части Нового Южного Уэльса		-	189	87	61	39,0	1,6
Всего для восточного побережья (Квинсленд и Новый Южный Уэльс)		-	16176	3224	4259	8212	18

Из табл. 33 видно, что наиболее богатые полезными минералами, но сравнительно небольшие по запасам месторождения на пляжах концентрируются в северной части Нового Южного Уэльса и в Южном Квинсленде. Благодаря простоте эксплуатации на пляжах в этом районе и сосредоточивалась интенсивная обработка в 1950-1966 гг. К настоящему времени большая часть пляжей с наиболее высокими содержаниями циркона и рутила считается обработанной. Это хорошо иллюстрируется составленной нами табл. 34.

Таблица 34. Подсчитанные для восточного побережья Австралии запасы циркона и рутила и добыча концентратов (в тыс. т)

Местоположение и характер россыпей	Циркон		Рутил	
	запасы на 1951-1955 гг.	добыча за 1950-1966 гг.	запасы на 1951-1955 гг.	добыча за 1950-1966 гг.
Южный Квинсленд. Пляжи и более бедные месторождения в дюнах	2173	480	3501	572
Новый Южный Уэльс. Главным образом небольшие, но богатые пляжи	820	1161	580	1183

Из табл. 34 видно, что добыча концентрировалась на более богатых месторождениях пляжей в Новом Южном Уэльсе и фактическая добыча из них значительно превысила подсчитанные ранее запасы циркона и монацита.

Рассмотрение запасов тяжелых минералов в пляжах и дюнах восточного побережья и обработка их в течение последних 20 лет позволяют констатировать следующее.

1. Основная часть наиболее богатых пластовых месторождений на пляжах Южного Квинсленда и севера Нового Южного Уэльса выработана, и на многих пляжах работы прекращены.

2. В промышленное освоение все более втягиваются бедные дюнные месторождения в Южном Квинсленде, в которых содержание тяжелых минералов в песках не превышает первых процентов (Ward, 1966).

3. Запасы подобных бедных песков на побережье Южного Квинсленда (особенно на о-вах Северный Страдброк, Мортон и Фрейзер), связанные с участками трансгрессивных дюн, составляют не менее 2-3 млн. т циркона, 3-4 млн. т рутила и 7-8 тыс. т монашита.

4. В 1955 г. месторождения, содержащие 4% тяжелых минералов считались нерентабельными, но сейчас уже можно разрабатывать месторождения с 1-2% тяжелых минералов.

5. На о. Северный Страдброк добыча началась в 1950 г. с наиболее богатых участков пляжа и дюн, а в настоящее время она все более расширяется среди участков трансгрессивных дюн со средним содержанием тяжелых минералов около 2-4%.

ПРИБРЕЖНЫЕ РОССЫПИ В СЕВЕРНОМ КВИНСЛЕНДЕ И В ЮЖНОЙ ЧАСТИ НОВОГО ЮЖНОГО УЭЛЬСА

Практически вся прибрежная линия Квинсленда была обследована к северу от о. Фрейзер, но интересных месторождений не выявлено. Это, как указывалось выше, объясняется действием Большого Барьерного рифа, который защищает эту часть побережья от волнений и бурь, связанных с юго-восточными ветрами.

На широте о. Фрейзер на побережье отмечаются песчаные пляжи и дюны. Последние достигают высоты 20 м и уходят в глубь материка на 600-650 м. Тяжелые минералы накапливаются в дюнах, образуя три участка общей длиной 38 км. Содержание полезных минералов в тяжелой фракции (в %): циркон 2,4-5,6, рутил 1,4-4, ильменит 91,1-94,6. Содержание Cr_2O_3 в ильмените 0,09-0,17%. Запасы здесь определяются в 1 млн. т, среднее содержание тяжелых минералов 5-9%.

Вблизи г. Гладстон в устье р. Бойн на пляжах и островах встречаются пески с содержанием тяжелых минералов до 5-40%. Запасы незначительны. На о. Кертис песчаные отложения развиты только на юге и севере. Дюны высотой 60-65 м встречены в северной части острова. На пляже пески содержат до 15% тяжелых минералов. В районе передутых песков производилось бурение на глубину до 10 м. Выявлено 2,6 млн. м^3 песков со средним содержанием тяжелой фракции 3,3%. Состав ее (в %): циркон 13, рутил 8,6, ильменит 76,5. Ильменит содержит 0,08-0,12% Cr_2O_3 .

От г. Рокгемптон до мыса Клифтон "черные пески" встречаются на пляжах. К обычному составу тяжелой фракции здесь прибавляется до 12% магнетита. Подсчитанные запасы песков на пяти участках 250 тыс. т, содержание тяжелых минералов от 4 до 50%. Состав тяжелой фракции (в %): циркон 10,4-16,2, рутил 5,4-10,0, ильменит 75,3-81,6. Содержание хрома в ильменитовой фракции 0,25%.

Вблизи г. Маккай черные пески с богатым содержанием тяжелых минералов образуют узкие полосы у верхней границы прилива. Мощность полос 12-60 см. Содержание тяжелых минералов 50-90%. Запасы 10 тыс. т. Соотношение полезных минералов в тяжелой фракции отличается от обычного вследствие засорения магнетитом (до 52%). Оно составляет (в %): циркон 7, ильменит 40, рутил - следы; в дюнах содержание не превышает 1%.

У городов Боуэн, Эйр и Таунсвилл выявлены небольшие скопления черных песков, содержащие около 5% циркона и 10-16% магнетита. У мыса Графтон встречаются небольшие скопления песков с содержанием тяжелых минералов

0,2%. На западном берегу залива Принцессы Шарлотты развиты длинные пляжи и дюны высотой 9–10 м. Содержание тяжелых минералов не превышает 1%. В заливе Шелбурн имеются узкие полосы пляжей длиной до 1,6 км. Глубина залегания черных песков 30–60 см, содержание тяжелых минералов 10–15%.

В заливе Карпентария известны небольшие скопления черных песков в районе залива Альбатрос, на о. Принца Уэльского и в устьях рек Митчелл и Галбрейт. Наиболее интересным является район бухты Альбатрос. Здесь в закрытой бухте, берега которой сложены плейстоценовыми песчаниками, распространены пляжи высотой до 4 м. К последним приурочены слои черных песков мощностью 0,6–0,9 м. Среднее содержание тяжелых минералов 32%, но в отдельных участках оно достигает 70%. В тяжелой фракции содержатся (в %): рутил и циркон по 25, немного ильменита, иногда монашит до 9. Запасы песков определяются в 300 тыс. т, рутила и циркона по 8 тыс. т. Особенностью концентраций на побережье залива Карпентария является пестрый и изменчивый состав тяжелых минералов, что указывает на местный источник сноса.

В северной части Нового Южного Уэльса кроме основного участка добычи на границе с Квинслендом эксплуатационные работы проводились в районе г. Ньюкасл, где разрабатывались пляжи к северу и югу от Суонси.

В районе оз. Мунморех, расположенного немного южнее г. Ньюкасл, в последние годы было выявлено около 600 тыс. т тяжелых минералов с содержанием в тяжелой фракции циркона 43%, рутила 47% и магнетита около 10%. В этом районе месторождения разрабатываются драгированием (Ward, 1966). Кроме работ в этом районе эксплуатационные работы производились в районе Кемпси и в Порт-Маккуори.

В 1962 г. большие запасы рутила и циркона (~ 2 млн. т каждого минерала) были выявлены на пляжевых месторождениях между городами Ньюкасл и Сидней (до р. Хавкесбури) (McLeod, Ed., 1965). Небольшие эксплуатационные работы проводились еще южнее, у г. Шелхарбор. В последние годы пляжевые месторождения выявлены до границы со штатом Виктория, но южнее района г. Шелхарбор они очень малы (McLeod, 1965). Коренным источником тяжелых минералов в этом районе, по-видимому, являются мезозойские песчаники широко развитые в районе г. Сиднея.

Глава XV

РОССЫПИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (Западная Австралия)

Добыча циркона и рутила (попутно с основной добычей ильменита) на юго-западном побережье Австралии увеличивается с каждым годом. Так, с 1950 по 1964 г. здесь было добыто 56 057 т циркона и 3616 т рутила (Kalix et al., 1966), а в 1966 г. 27 075 т циркона и 500 т рутила. Предполагают (Ward, 1966), что производство цирконовых концентратов в Юго-Западной Австралии увеличится до 45 000 т к 1975 г.

Россыпные месторождения на юго-западном побережье Австралии известны давно, в 1949–1950 гг. из них было добыто 156 т ильменитового концентрата, но широкая эксплуатация их началась только в 1956 г. Основным компонентом здесь является ильменит, а циркон, рутил и монацит получают попутно в сравнительно небольших количествах.

Характерной особенностью ильменита юго-западного побережья почти повсеместно является низкое содержание примеси хрома, благодаря чему он широко применяется в пигментной промышленности.

Основные прибрежно-морские россыпные месторождения Юго-Западной Австралии вытянуты полосой между городами Банбери и Басселтон на 50 км и

распространены в прибрежной полосе песков шириной 10–16 км. Эта полоса песков перекрывает или примыкает к коренному фундаменту, сложенному докембрийскими гранитами, гнейсами и другими метаморфическими породами. Преобладающие среди этого комплекса кислые и основные гранулиты и ассоциирующиеся с ними гранито-гнейсы являются коренным источником тяжелых минералов в россыпях прибрежной полосы. По мнению Уэлча (Welch, 1964), в плейстоцене существовала благоприятная обстановка для образования кор выветривания латеритового типа. Оуэн (1954) на основании анализа большого фактического материала считал, что латеритизация в Австралии происходила в начале третичного времени и в некоторых районах повторилась в плиоцене. Особенно широкое развитие она получила в Юго-Западной Австралии. В течение ледниковой фазы плейстоцена уровень моря быстро понижался, что способствовало глубокой эрозии образовавшихся кор выветривания и выносу продуктов эрозии к побережью, где происходила дальнейшая сортировка и накопление тяжелых минералов в условиях морского волнения. При этом имели место неоднократные переемы и переотложения песков, способствовавшие повышению концентрации тяжелых минералов.

Постепенное опускание уровня моря в плейстоцене сопровождалось несколькими периодами стабилизации береговой линии, которые достаточно четко отражены в рельефе и сопровождаются полосами песчаных скоплений, местами с высокой концентрацией полезных минералов. В настоящее время эти песчаные скопления представлены несколькими полосами песчаных дюн, разделенных полосами аллювиальных глин и илов эстуариев, которые лежат непосредственно на отложениях верхней юры – нижнего мела.

Уэлч (Welch, 1964) выделяет (рис. 75 и 76) пять таких прибрежных линий (от более древних к молодым):

Миддл-Эскарпмент. Располагается примерно на 75 м выше современного уровня моря. Концентрации тяжелых минералов встречаются, но промышленное значение их окончательно не выяснено.

Лоуэр-Эскарпмент. Находится приблизительно на 35–45 м выше современного уровня моря. Здесь в полосе шириной около 150 м имеются два древних пляжа, превышение одного над другим составляет 5–6 м. В этих пляжах выявлены концентрации тяжелых минералов. Местами они перекрыты аллювиальными отложениями, представленными маломощными (до нескольких метров) размытыми конусами выноса. На отдельных участках пляжей наблюдается высокое содержание (до 30%) глины, в основном каолиновой, серой окраски.

Бассендин. Располагается в 5–8 км от моря и содержит полосы дюнных песков с очень высоким содержанием тяжелых минералов, главным образом между реками Кейпел и Абба. Пески кварцевые, без известковистых обломков раковин.

Спирвуд. Эта прибрежная линия обычно удалена на 3 км от дюнных песков Бассендин, но к северу расстояния между ними уменьшаются, и дюнные образования Спирвуд перекрывают прибрежную линию Бассендин. Дюнные образования залегают на площади шириной до 3–4 км. Пески обычно сверху имеют известковистую оболочку из сцементированных обломков раковин.

Квиндалуп. Местами эта прибрежная линия совпадает с современной береговой линией. Дюнные образования ее, возможно, первоначально формировались при несколько более низком (на 2–3 м) уровне моря, чем сейчас. Обычно дюны имеют известковую оболочку. С этой полосой дюн связаны сравнительно небольшие и бедные содержания тяжелых минералов.

Месторождения тяжелых минералов найдены в четырех более молодых прибрежных линиях прилегающей к морю полосы. По условиям и характеру образования они близки (возникновение в условиях морского волнения и концентрации при последующем перевывании песков). Эти месторождения имеют вытянутую форму, длина наиболее крупных из них достигает нескольких километров, ширина небольшая (местами 200–300 м). Мощность продуктивного пласта не превышает 7,5 м в центральной части, в разрезе он имеет линзовидную форму. Состав тяжелых минералов во всех россыпях аналогичен: ильменит, циркон,

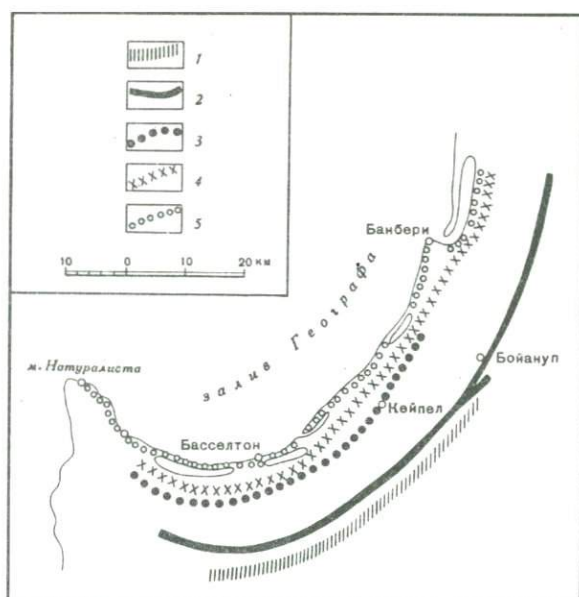


Рис. 75. Поднятые прибрежные линии залива Географ (Welch, 1964)

1 - Миддл-Эскарпмент; 2 - Лоуэр-Эскарпмент; 3 - Бассендин; 4 - Спирвуд; 5 - Квиндалуп и современная

монацит, рутил, лейкоксен, гранат и турмалин. Соотношения между ними сильно колеблются, но ильменит-лейкоксовая часть неизменно составляет более 75% содержания всех тяжелых минералов.

Наиболее крупные месторождения в песках четырех прибрежных линий располагаются в 5–8 км севернее и южнее р. Кейпел. При этом месторождения современной береговой линии и береговой линии Квиндалуп являются наиболее мелкими и бедными.

Уорд (Ward, 1966) подразделяет их на две группы: островные месторождения (у городов Банбери и Йогануп) и прибрежные месторождения (Банбери и Вонеруп).

Одним из крупных месторождений является месторождение Йогануп-Тутунуп, расположенное в 24 км восточнее г. Басселтон и протягивающееся в северо-восточном направлении на 16 км. Оно находится в 13 км от берега, на высоте 45 м над уровнем моря и связано с береговой линией Лоуэр-Эскарпмент. Богатые участки установлены к северу и югу от г. Йогануп.

Наиболее богатый пласт, содержащий до 65% тяжелых минералов, залегает на глубине до 3,5 м под кварцевыми песками с низкой концентрацией тяжелых минералов (не более 15%) и железистыми латеритами. Глубже богатые пласты переслаиваются с серой каолиновой глиной, которая перекрывает галечное основание береговой линии. Концентраты тяжелой фракции содержат (в %): ильменит и лейкоксен 88, циркон 9, монацит 0,9, рутил, кианит, турмалин, ставролит, шпинель и силлиманит – от следов до 4 каждый. В восточном теле содержания тяжелой фракции более высокие: монацита до 2,5%, циркона до 12% (Welch, 1964; McLeod, 1965). Среднее содержание тяжелой фракции в разрабатываемой россыпи около 37%.

Месторождение Саут-Кейпел находится между реками Кейпел и Сабина и связано с прибрежной линией Бассендин. Наиболее высокая концентрация тяжелой фракции в песках (до 60%) отмечена в 3 км южнее г. Кейпел. Рудный пласт со слабым наклоном к морю залегает на глине и грубозернистых белых песках в 1–3,5 м от поверхности и перекрывается пластом железистого латерита мощностью до 3 м, содержащим до 50% сцементированных тяжелых минералов. В зоне максимальной концентрации содержание тяжелых минералов достигает 90%.

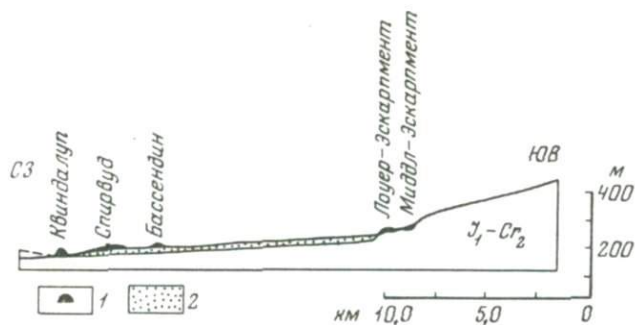


Рис. 76. Разрез через прибрежную часть у г. Кейпел (Welch, 1964)

1 - аллювиальные глины;
2 - пляжевые пески

В среднем содержание минералов в тяжелой фракции (в %): ильменит и лейкоксен 89, циркон 6,5, монацит 0,6, рутил 0,4, гранат, турмалин, кианит и др. 3,5. Это соотношение очень слабо изменяется по разрезу и простираению (Welch, 1964).

Месторождение Норт-Кейпел также связано с прибрежной линией Бассендин и расположено между р. Кейпел и Гюинудуп-Брук. Концентраты тяжелой фракции содержат (в %): 90 ильменита, 4 лейкоксена, 4,3 циркона, 0,4 рутила и 0,3 монацита.

Россыпь Кумбана-Бей, связанная с современными образованиями, располагается у Банбери и представлена песчаными отложениями косы длиной более 15 км, которая отделила эстуарий Леженсулт от океана (рис. 77). Обогащение песков тяжелыми минералами отмечается в прибрежных пляжах, эстуариях и дюнах. Содержание тяжелой фракции достигает 30%. Концентраты тяжелой фракции содержат (в %): ильменит 79, лейкоксен 4,6, циркон 6,2 (в некоторых участках до 20%), рутил 0,8, монацит 1,0 и гранат с примесью других минералов 8,5 (Welch, 1964; McLeod, 1965). Мощность обогащенных линз в песках достигает 1,5 м.

Современные прибрежные образования в полосе от г. Банбери до мыса Натюралист местами содержат скопления тяжелых минералов. К ним относятся месторождения Вонеруп, Миннинуп и Бункерс-Бей, обладающие значительными размерами. Месторождение Вонеруп разрабатывалось в течение ряда лет (Welch, 1964).

Запасы месторождений Юго-Западной Австралии подсчитаны крайне приблизительно. В целом, по мнению Уэлча (Welch, 1964), в районе имеется около 15 млн. т ильменита, 1 млн. т циркона, 100 тыс. т монацита и 500 тыс. т рутила и лейкоксена. Он считает месторождения этого района самыми богатыми месторождениями ильменитовых песков в мире. Некоторые данные по запасам ильменита в отдельных месторождениях описываемого района приведены в табл. 35.

Таблица 35. Приблизительные запасы ильменита в месторождениях Юго-Западной Австралии

Месторождение	Запасы, тыс. т	Литературный источник
Йогануп-Тутунуп	2000	McLeod, 1965
Саут-Кейпел	9000	Welch, 1964
Норт-Кейпел	3000	То же
Кумбана-Бей	500	McLeod, 1965
Вонеруп	Не менее 500	Welch, 1964
Миннинуп	То же	То же
Бункерс-Бей	"	"

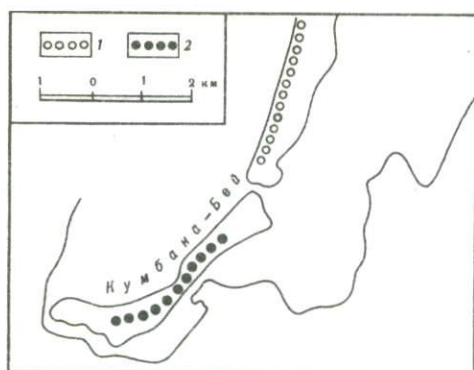


Рис. 77. Ильменит-цирконовое месторождение Кумбана-Бей (Welch, 1964)
 1 - продуктивные пласты на современном пляже; 2 - продуктивные пласты в прибрежных дюнах

Данные о составе ильменита и размерах его зерен для различных месторождений юго-западного побережья Австралии приведены в табл. 36 и 37. Из этих таблиц видно, что химический состав и размеры зерен ильменита мало отличаются в различных месторождениях. Хадсон (Hudson, 1963) приводит гранулометрический состав циркона из песков, разрабатываемых около г. Банбери (табл. 38).

Современные прибрежные месторождения встречаются во многих других местах побережья Западной Австралии; но подавляющее большинство их характеризуется небольшими размерами и низким содержанием. На некоторых из них эксплуатационные работы велись дражным способом. Например, в устье р. Хутт (у Нортгемптона) и южнее р. Мерчисон (у Джерлдтона). Здесь на площади 340 га работали три драги.

По р. Ирвин, в 70 км южнее Джерлдтона, также встречены повышенные содержания циркона и рутила при наличии граната и турмалина в песках. Коренным источником для этих минералов являются развитые в районе пермские образования.

Таблица 36. Химический состав ильменитов с юго-западного побережья Австралии (залив Натуралиста) в % (Welch, 1964)

Окислы	Кумбана-Бей	Норт-Кейпел	Саут-Кейпел	Йогануп
TiO ₂	54,50	52,90	55,18	59,0
FeO	26,70	23,40	23,39	4,49
Fe ₂ O ₃	15,40	18,40	17,83	31,60
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	0,05
MnO	1,64	1,45	1,59	1,30
V ₂ O ₅	0,08	0,12	0,05	0,18
Nb ₂ O ₅	0,10	0,15	0,17	0,18
SiO ₂	0,07	0,49	0,56	0,36
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,07	0,03

Таблица 37. Ситовые анализы ильменитов с юго-западного побережья Австралии (залив Натуралиста) (Welch, 1964)

Фракция, мм	Кумбана-Бей	Норт-Кейпел	Саут-Кейпел	Йогануп
+ 0,35	0,30	-	-	-
- 0,35+0,25	2,20	0,66	1,0	-
- 0,25+0,147	42,60	52,81	54,6	65,89
- 0,147+0,104	50,90	43,09	40,7	30,42
- 0,104+0,074	3,00	3,44	3,7	3,01
- 0,074	1,00	-	-	0,68

Таблица 38. Гранулометрический состав циркона, полученного из песков около Банбери (Hudson, 1963)

Фракция, мм	Содержание, %	Фракция, мм	Содержание, %
+ 0,25	-	- 0,147+0,104	62,4
- 0,25+0,2	0,4	- 0,104+0,07	15,2
- 0,2 +0,147	21,2	- 0,07	0,8

Глава XVI

ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ ДРУГИХ РАЙОНОВ АВСТРАЛИИ

К прибрежно-морским россыпям, выявленным в других районах Австралии, относятся россыпи Виктории, Тасмании с о-вами Кинг и Флиндерс и Северной Территории. Все они обычно характеризуются небольшими размерами и сравнительно низким содержанием полезных компонентов.

ВИКТОРИЯ

На юго-востоке Австралии, в штате Виктория, в прибрежной части установлен ряд мелких концентраций тяжелых минералов. Мак-Леод (McLeod, 1965) указывает, что они приурочены к району г. Маллакута, между мысами Хау и Эверард. Еще более мелкие проявления с перерывами протягиваются по побережью на 400 км к западу (Australian Mineral Industry..., 1965).

Хадсон (Hudson, 1963), исследовавший тяжелые минералы из песков пляжа около Куинслиффа, южнее Мельбурна, указывал, что тяжелая фракция этих песков представлена (в %): ильменитом 48, лейкоксеном и слабомагнитным рутилом 12, рутилом 6, цирконом 30, монацитом 1,2, гранатом, турмалином и др. 1,3. Кроме того, в ней содержатся следы лимонита, шпинели, кианита и эпидота. Отмечается, что ильменит содержит большое количество окиси хрома (Cr_2O_3 1,4%). Тяжелые минералы сравнительно тонкозернистые (табл. 39).

Некоторый интерес представляет район р. Ахерон, в 70 км от Мельбурна, где на площади в 160 га бурением выявлены пески, пригодные для драгирования. Среднее содержание тяжелых минералов 14 кг/м³. Концентраты содержат до 84,5% высокосортного ильменита (Cr_2O_3 менее 0,3%) и 1,5% циркона.

Таблица 39. Гранулометрический состав основных рудных минералов песков пляжа около Куинсклиффа в % (Hudson, 1963)

Фракция, мм	Ильменит	Рутил	Монацит
+ 0,2	0,5	1,2	0,4
- 0,2 + 0,147	4,3	9,9	2,1
- 0,147 + 0,104	40,7	46,1	19,6
- 0,104 + 0,074	42,7	38,1	50,4
- 0,074	11,8	4,7	27,5

ТАСМАНИЯ С ОСТРОВАМИ КИНГ И ФЛИНДЕРС

Пески, содержащие ильменит, рутил, немного циркона и местами касситерит, встречаются во многих местах побережий Тасмании, о-вов Кинг и Флиндерс. Коренным источником этих россыпей являются докембрийские сланцы, девонские граниты, юрские долериты, третичные кварциты и молодые базальты, которые содержат их как акцессорные минералы.

В Тасмании "черные пески" установлены вдоль северо-восточного и на западном побережье. На северном берегу наиболее крупные скопления ильменита и циркона имеются в районе г. Берни. На западе отмечены скопления песков около т. Стран, а рутил встречается в аллювии р. Льюс, южнее залива Порт-Дейви и в районе г. Улверстон. К югу от г. Хобарт и вдоль р. Теймар распространены преимущественно ильменитовые пески.

Взятая из современного пляжа основания "фордюн" на западном побережье Тасмании около г. Стран проба тяжелой фракции состояла (в %): циркон 14, рутил 8, ильменит 17, хромит 21. Содержание тяжелых минералов в пробах от 22 до 60%.

Кроме того, скопления тяжелых минералов известны на пляжах озер центральной части Тасмании.

На о. Кинг в районе г. Наракупа, в устье р. Фрейзер, в прибрежной части встречены "черные пески", содержащие ильменит, небольшое количество монацита и касситерита со знаками золота (Barksdale, 1949). Эти пески расположены в приподнятых пляжах, их мощность 2,5 м. Запасы ильменита определены в 45 тыс. т. В 1933 г. с этого месторождения было добыто 550 т грубых концентратов (McLeod, 1965).

На о. Флиндерс, как и на о. Кинг, сложенном в основном палеозойскими отложениями, на восточном побережье выявлены пески с ильменитом. Коренным источником его являются в основном юрские долериты.

СЕВЕРНАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Россыпи тяжелых минералов в прибрежной части Северной Территории известны в ряде пунктов, но большинство из них из-за незначительных размеров не представляют практического интереса (McLeod, 1965). Например, запасы тяжелых минералов месторождения в Пойнт-Блаз, находящегося в 90 км южнее Порт-Дарвин, составляют 4 тыс. т. Участок покрыт латеритом, залегающим под "черными песками". Средний состав тяжелой фракции (в %): циркон 16,2, рутил 4, магнетит 41,3, гематит 31,0.

На о. Мелвилл (к северу от Порт-Дарвин) объем песков пляжа Кули-Импини, залегающих выше уровня моря, 12 тыс. м³. Их покрывают безрудные кварцевые пески объемом 15 тыс. м³. Содержание тяжелых минералов в рудоносных песках 51,4% (34,4% циркона, 30,5% рутила, 32,8% ильменита и 0,2% монацита). Еще более мелкие месторождения известны на о-вах Батерст и Гоулберн, в районе р. Фицморис и в ряде других мест побережья.

Из рассмотренного выше материала можно сделать следующие выводы:

1. Россыпи восточного побережья Австралии являются основным источником добычи циркона и рутила. Ильменит из этого района вследствие высокого содержания хрома не представляет интереса как источник сырья для пигментной промышленности.

В противоположность этому россыпи на юго-западном побережье являются главным источником ильменита, в то время как циркон и рутил относятся к попутным компонентам.

Кроме того, почти во всех россыпях добывают монацит и в очень небольшом количестве ксенотим.

2. Коренным источником полезных минералов прибрежно-морских россыпей являются в основном кристаллические породы докембрия, материал из которых часто попадал в промежуточные коллекторы, какими, например, являются юрские песчаники бассейна р. Кларенс на восточном побережье.

3. Наиболее богатые прибрежно-морские россыпи образуются на вытянутых и открытых прибою берегах, где происходит неоднократное переотложение песчаного материала. Тяжелые минералы во время волнения, особенно шторма, накапливаются на слабо наклонной поверхности пляжа. Пласты имеют мощность от сантиметров до 1,5 м, при ширине 10-25 м и длине от десятков метров до 1-2 км.

На пляжах отлагались наиболее богатые россыпи, где содержание полезных минералов в рудоносных песках составляло 40-80% от общего веса породы. В настоящее время наиболее богатые и крупные россыпи пляжевого типа на восточном побережье считаются выработанными.

4. Основные работы по добыче на восточном побережье проводятся сейчас на площадях донных песков, передвигаемых с берега ("фордюны", параллельные и трансгрессивные дюны). Содержание полезных компонентов в них обычно не превышает нескольких процентов, но запасы песков очень велики. Высота параллельных дюн достигает 12-15 м, а высота трансгрессивных в отдельных случаях превышает 250 м.

Эксплуатационные работы на юго-западном побережье поставлены сейчас на песчаных скоплениях в приподнятых береговых линиях, где имеются очень большие запасы песка с несколько более высоким содержанием полезных минералов, чем в донных песках восточного побережья.

**ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ
ПО РЕДКОМЕТАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ АВСТРАЛИИ**

Глава XVII

**СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ И ПРОМЫШЛЕННОСТЬ
ОТДЕЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ**

Австралия — страна с населением в 13 млн. человек, имеет развитую горнодобывающую промышленность. На ее территории систематически ведутся геологические исследования, в результате которых выявляются крупные месторождения полезных ископаемых, формируются новые горнодобывающие районы. Так, в последние годы в Западной Австралии были открыты крупные месторождения никеля и железной руды, урана и бокситов на севере страны. Эти открытия выдвинули Австралию на одно из первых мест в капиталистическом мире по запасам алюминиевого сырья и железных руд, значительно увеличили ее удельный вес в запасах никеля и урана. Страна богата также цинком, свинцом, золотом, серебром. На ее территории находятся не имеющие себе равных прибрежно-морские россыпи, обогащенные тяжелыми минералами. Роль Австралии в добыче отдельных видов минерального сырья очень велика. Она занимает первое место в капиталистическом мире по добыче свинца, рутила, циркона и монацита; третье — по добыче ильменита, цинка и меди; по добыче золота и серебра — соответственно четвертое и пятое место.

Цирконий. Большая часть ресурсов циркона заключена в месторождениях восточного побережья от населенного пункта Шелхабор (Новый Южный Уэльс) до о. Фрейзер (Квинсленд), на участке протяженностью около 1500 км. Основным промышленным минералом здесь является рутил. Циркон и монацит извлекаются попутно. Запасы ильменита значительны, но он не добывается из-за высокого содержания хрома (от 0,2 до 0,5%). В богатых цирконом прибрежно-морских россыпях на севере Нового Южного Уэльса соотношение циркона и рутила составляет 4:3; на юге штата оно меняется до 4:5, а в отложениях прибрежных дюн на прибрежных островах (штат Квинсленд) составляет 1:1. С юга на север вдоль восточного побережья содержание циркона в тяжелой минеральной фракции уменьшается, а ильменита возрастает. К северу от о. Фрейзер находятся в основном ильменитовые месторождения (ильменит здесь содержит 0,1% Cr_2O_3), в тяжелой фракции которых содержится 20% циркона и 10% рутила. Следует отметить, что минеральный состав песков сильно меняется не только с севера на юг, но также в пределах небольших районов и даже отдельных месторождений (Layton, 1966; Ward, 1966; "Pattem...", 1969).

Другим районом широкого распространения циркона является юго-западное побережье (от г. Басселтон до г. Банбери) Западной Австралии, где циркон добывают попутно с ильменитом. Ильменит здесь составляет 70–85% тяжелых минералов и характеризуется очень низким содержанием хрома (0,03–0,04% Cr_2O_3). Содержание циркона в тяжелой фракции колеблется от 3 до 15%, монацита — от следов до 4%.

За последние 30 лет почти все богатые россыпи на восточном побережье истощились. Если в 40-х годах разрабатывались месторождения, содержащие 40–50% тяжелых минералов, то в 50-х годах — с 10% тяжелых минералов. В настоящее время с помощью гидравлических драг можно эксплуатировать россыпи, содержащие только 1% и даже 0,5% тяжелых минералов, хотя практически сейчас в Новом Южном Уэльсе и Квинсленде разрабатываются месторождения, содержащие 2,5–3% тяжелых минералов ("Pattem...", 1969).

Совершенствование техники добычи и обогащения руд позволило вовлечь в эксплуатацию новые крупные месторождения низкосортных руд, что значительно расширило запасы циркона в Австралии. Если в начале 60-х годов по оценке Горного бюро США они составляли 2,6–2,9 млн. т, то в 1969 г. – 5,9 млн. т, а в 1970 г. – 7,8 млн. т ("Commodity...", 1970).

Крупные ресурсы циркона в ассоциации с рутилом были открыты в последние годы в Западной Австралии. В конце 1970 г. в результате разведочного бурения, проводимого в районе Энебба (в 240 км к северу от г. Перта), в 27 км вглубь от побережья, были найдены богатые тяжелыми минералами древние россыпи. Достоверные и вероятные запасы этих минералов, подсчитанные при бортовом содержании 2,5%, оценены в 6,5 млн. т ("Eneabba...", 1973₁).

По другим данным на месторождениях в районе Энебба заключено 12,3 млн. т тяжелых минералов при содержании 8% рутила, 32% циркона, 37% ильменита, 20% лейкоксена и 1% монацита. Таким образом, запасы циркона здесь составляют около 4 млн. т, а монацита – 120 тыс. т ("Rutile...", 1972).

Другим важным районом сосредоточения ресурсов циркона в Западной Австралии является побережье Джеограф-Бей. Вероятные запасы циркона здесь оцениваются в 590 тыс. т (Ward, 1972).

По последним сведениям возможные запасы (indicated reserves) циркона в Австралии оцениваются в 11,6 млн. т, из них 5,7 млн. т приходится на месторождения восточного побережья, а 5,9 млн. т на западное побережье. Помимо этого, исходя из бортового содержания рутила 0,1%, были подсчитаны так называемые непромышленные запасы (sub-marginal reserves) тяжелых минералов, в том числе и циркона. Они оцениваются в 4,8 млн. т циркона (Ward, 1972).

Большие ресурсы рутила, циркона, монацита, ильменита, золота и фосфоритов заключены в континентальном шельфе на восточном побережье Австралии. Разведочными работами, проведенными в середине 60-х годов компанией Planet Metals Ltd., здесь выявлено 375 млн. т песков, содержащих 0,20–0,22% рутила и циркона приблизительно в равных пропорциях. Вероятные запасы песков оцениваются в 500 млн. т ("Planet...", 1971_{1,2}).

Разработка прибрежно-морских россыпей Австралии на циркон началась в 1934 г. Первоначально основную часть продукции получали из месторождений, находящихся между городами Байрон-Бей и Саутпорт, в Новом Южном Уэльсе, но после 15-летней селективной добычи пластовых отложений они были в основном выработаны. Большим препятствием для дальнейшего развития добычи минеральных песков в этом районе явилась его урбанизация. В годы второй мировой войны добыча циркона в стране сильно возросла и на уже освоенных месторождениях, и за счет продвижения разработок в новый район – на побережье Квинсленда, где добыча циркона впервые зафиксирована в 1941 г. (табл. 40).

В 1959 г. добыча циркона в Австралии впервые превысила 100 тыс. т. В последующие годы она неуклонно росла, достигнув максимума в 1971 г. Хотя роль циркона при разработке минеральных песков сильно возросла, наиболее важным промышленным минералом, добываемым из россыпей, продолжает оставаться рутил. В последнее время все большие количества циркона получают попутно с ильменитом в Западной Австралии (см. табл. 40).

Основными центрами добычи циркона в Австралии являются о. Северный Страдброк (здесь добыча ведется из дюн, высота которых достигает 210 м), россыпи, располагающиеся между городами Каджен и Байрон-Бей и между Вигонгом и Ньюкаслем, а также прибрежные россыпи к югу от Перта близ городов Банбери и Басселтон. Сравнительно недавно (в 1968 г.) началась разработка прибрежных россыпей в Наракупа, на восточном побережье о. Кинг, находящегося в Бассовом проливе. Ранее считалось, что к югу от г. Сиднея не существует промышленных месторождений тяжелых минералов, но открытие месторождения в Наракупа возобновило интерес к этим районам ("Canadian...", 1968; "Bright...", 1971).

Добыча прибрежных песков осуществляется при помощи канатных экскаваторов, скреперов и бульдозеров. Первоначально удаляется верхний покров песков, мощность которого на пляжах невелика, но далее вглубь от берега может достигать 6 м. На более удаленных от берега участках дюнных песков добыча

Таблица 40. Производство цирконовых концентратов* в т
(Gardner, 1951; "Australian...", 1966, 1972; "Rutile...", 1970)

Годы	Квинсленд	Новый Южный Уэльс	Западная Австралия	Всего
1934	-	28	-	28
1935	-	1796	-	1796
1936	-	2693	-	2693
1937	-	4953	-	4953
1938	-	192	-	192
1939	-	1660	-	1660
1940	-	5449	-	5449
1941	423	12367	-	12790
1942	1503	9715	-	11218
1943	2948	7386	-	10334
1944	6375	7625	-	14000
1945	5454	9726	-	15180
1946	3893	8510	-	12403
1947	5620	15956	-	21576
1948	6405	15932	-	22337
1949	6209	14761	-	20970
1950	7084	15104	-	22188
1951	10129	32281	-	42410
1952	10540	17156	-	27696
1953	11679	15528	-	27207
1954	13964	27489	-	41453
1955	15846	32827	-	48673
1956	21798	50660	-	72458
1957	29188	59373	-	88561
1958	26621	32542	106	59269
1959	34792	71777	6786	113356
1960	32016	66328	4018	102362
1961	29016	100085	7380	136481
1962	38815	91298	3731	133844
1963	52720	119586	12524	184830
1964	44277	118294	21511	184082
1965	47437	159271	23785	230493
1966	57602	156256	25562	239420
1967	76415	179125	32681	288221
1968	81084	191640	28546	302038
1969	92247	224807	51957	375205**
1970	99704	229845	59612	395333**
1971	92442	257118	52446	405836**

* С 1934 по 1950 г. - данные по содержанию циркона в цирконовых концентратах, а также в других цирконсодержащих смешанных концентратах; последующие годы - лишь сведения по производству цирконовых концентратов.

** С 1969 г. циркон производился помимо указанных трех провинций еще в Тасмании: в 1969 г. - 6194 т; в 1970 г. - 6172 т; в 1971 г. - 3830 т.

ведется при помощи гидравлических, так называемых всасывающих драг, на понтоне которых нередко находятся установки для первичного обогащения. Пески, обогащенные тяжелыми минералами, передаются на обогатительные фабрики; хвосты возвращаются обратно в выработанную секцию, а вода — в отстойник. Кучи песка выравниваются бульдозерами, верхний слой почвы восстанавливается, а земля возвращается к первоначальному или даже принимает улучшенный вид.

Обогащение австралийских россыпей производится в два приема. На первой стадии на фабриках первичного, или мокрого, обогащения (wet plant) гравитационными методами (винтовые сепараторы, конусные и струйные концентраторы, столы и др.) удаляют основную часть пустой породы и получают черновой коллективный концентрат всех тяжелых минералов (рутил, ильменит, циркон, монацит, магнетит и т.д.). Содержание тяжелых минералов в этом концентрате достигает 90–92%, хотя наиболее часто оно составляет 85%.

Вторая стадия обогащения, осуществляемая на доводочных фабриках или фабриках сухого обогащения (dry plant), имеет целью окончательное удаление кварца и получение мономинеральных концентратов. Черновые концентраты первоначально поступают в роторную обжиговую печь, а затем на электростатическую сепарацию, во время которой проводники электричества (рутил, ильменит и др.) отделяются от непроводников (ширкона, монацита). С электростатических сепараторов проводники и непроводники поступают на электромагнитную сепарацию. Здесь рутил (немагнитный продукт) окончательно отделяется от ильменита и циркон (тоже немагнитный) — от монацита (Blaskett, 1965).

Эта технологическая схема с небольшими изменениями применяется на большинстве обогатительных предприятий Австралии.

В последние годы в практике обогащения прибрежных песков в Австралии произошли большие изменения, связанные с переключением разработок на более низкосортные пески и с необходимостью перерабатывать больший тоннаж руды для получения того же количества первичного концентрата; усовершенствовано их оборудование, усложнены технологические схемы. Сконструированы специальные фабрики для разработки низкосортных дюнных песков. Примером может служить фабрика первичного обогащения на о. Южный Страдброк. Здесь не руда транспортируется к фабрике, а сама фабрика передвигается вдоль линии разработок. Мощность фабрики 70 тыс. т первичного концентрата в год; пропускная способность 1500 т песка в час. Самое же крупное до пуска этой фабрики предприятие имело пропускную способность 650 т/час ("World's...", 1969).

Большие изменения произошли и в области сухого обогащения. Более сложная технология на доводочных фабриках позволила увеличить процент извлечения металлов в концентрат и понизить стоимость единицы продукции. Мощности доводочных фабрик, как и фабрик первичного обогащения, увеличились. Многие небольшие предприятия были демонтированы, и сухое обогащение сосредоточивается сейчас на наиболее крупных фабриках. К их числу принадлежат фабрики сухого обогащения в городах Саутпорт, Гексам, Ньюкасл, Каджен, Белмонт, Кейпел и др. Фабрика в Гексаме (к северу от Ньюкасла) считается самым современным предприятием по переработке прибрежных песков в Южном полушарии. Одной из последних фабрик сухого обогащения в Австралии является обогатительная фабрика в Наракупа на о. Кинг, начавшая действовать в 1969 г. Мощность ее 10 тыс. т рутила и 10 тыс. т ширкона в год. На фабрике применено новейшее оборудование, изготовленное в Канаде ("Naracoopa...", 1970_{1,2}).

Австралийские обогатительные предприятия выпускают цирконовые концентраты двух сортов — стандартные и высокосортные, так называемого "премиального" сорта, где содержание ZrO_2 составляет 66,7%, а Fe_2O_3 не превышает 0,03%.

Высокосортные концентраты пользуются все возрастающим спросом на мировом капиталистическом рынке. Они применяются при изготовлении огнеупорных материалов, а также стекла. В настоящее время в Австралии наблюдается переизобилие концентратов стандартного сорта и снижение цен на них.

Типичные анализы концентратов с восточного побережья Австралии
(Tauber, 1971)

	Стандартный сорт (%)	Премиальный сорт (%)
ZrO ₂	65,7	66,7
SiO ₂	33,1	33,0
TiO ₂	0,25	0,07
Fe ₂ O ₃	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	0,13	0,07
NaCl	0,002	0,002
Потери при прокаливании	0,10	0,08

При такой ситуации производители заинтересованы в улучшении сорта концентратов и, вероятно, в дальнейшем удельный вес циркона премиального сорта в общем производстве повысится. Большая часть экспортируемых концентратов продается при гарантированном минимуме 66% ZrO₂ по 65–70 долл. за 1 т.

В последние годы в Австралии разработан процесс обогащения ильменита (содержащего 52–55% TiO₂) и получения из него так называемого синтетического рутила (содержащего 96–97% TiO₂), обладающего теми же свойствами, что и природный. Так как сырьевые ресурсы рутила ограничены, а ильменита большие количества, то разработка этого процесса имеет особо важное значение ("Synthetic...", 1969).

В Западной Австралии построена фабрика мощностью 10 тыс. т в год синтетического рутила. Если она будет действовать успешно, компания Western Titanium намерена построить крупное предприятие для производства 100 тыс. т в год обогащенного ильменита. Возможность переработки ильменита в синтетический рутил изучается в лабораторных условиях, а также на полупромышленных установках и на восточном побережье страны, в Квинсленде (Spotlight..., 1968).

Успешное освоение технологии получения синтетического рутила может привести к значительному увеличению добычи ильменита и росту производства попутно извлекаемых циркона и монацита.

В добыче циркона в 1970 г. участвовало 13 компаний, из них 10 вели добычу на восточном побережье и 3 – на западном. Крупнейшим производителем циркона в Австралии, а также во всем капиталистическом мире является компания Associated Minerals Consolidated Ltd., получившая по имени одного из своих филиалов сокращенное название AMA (табл. 41).

Высказывается предположение, что компания Comstock Minerals Ltd., ведущая разведку прибрежных месторождений в Западной Австралии, в районе Израилит-Бей, в ближайшие годы сможет производить около 57 тыс. т ильменита, 40 тыс. т циркона и 25 тыс. т лейкоксена ("Australian...", 1971).

Компания Planet Metals Ltd. намерена вскоре, через 2–3 года, начать дражную добычу рутила и циркона близ берегов Восточной Австралии. Черновые концентраты будут доставляться на берег на фабрику сухой серапации в г.Брисбен ("Planet...", 1971).

В 1971 г. в Западной Австралии в г. Кейпел начала действовать новая обогащательная фабрика компании Norseman Gold Mines NL. Здесь ежегодно будет производиться 125 тыс. т ильменита и 25 тыс. т рутила, монацита, лейкоксена и циркона ("Titanium...", 1971).

В 1972 г. для разработки россыпных месторождений в районе Энебба была создана компания Allied Eneabba Pty.Ltd., 75% капитала которой принадлежит Allied Minerals NL и 25% – Du Pont (Australia)Ltd. Эта компания намерена в 1973 г. построить опытную фабрику производственной мощностью 7000 т рутила, 15 тыс. т циркона и 28 тыс. т ильменита в год; к 1975 г. она проектирует по-

строить крупное промышленное предприятие, ежегодно выпускающее около 50 тыс. т рутила, 100 тыс. т циркона и 200 тыс. т ильменита, а также промышленные количества монашита, легноксена и кианита ("Australian...", 1973; "Further.", 1973; "Eneabba...", 1973).

Интересно, что около половины всех компаний, добывающих сейчас циркон в Австралии, было создано после 1960 г. Несмотря на создание новых компаний, общее число их сокращается в результате слияния капиталов мелких производителей и образования более крупных объединений, ведущих добычу с наибольшей выгодой. Слияние компаний стимулируется интересами зарубежных фирм, прежде всего английских и американских, принимающих широкое участие в добыче тяжелых минералов.

Почти весь производимый в стране циркон экспортируется. Внутреннее потребление его невелико (4300 т в 1967 г.) и ограничивается в основном литейным и керамическим производством.

Крупнейшими импортерами австралийского циркона в 1971 г. являлись Великобритания, США и Япония (табл. 42). В последние годы особенно быстро увеличивался экспорт циркона в Японию. Если в 1960 г. он составлял только 12,9 тыс. т, то в 1971 г. - 90,7 тыс. В 1968/69 финансовом году циркон из Австралии вывозился более чем в 20 стран (табл. 43).

Перед отправкой концентраты упаковываются в мешки, но теперь чаще применяется погрузка навалом, в современных австралийских портах осуществляемая со средней скоростью 500 т/час. При погрузке судов навалом значительно снижаются транспортные расходы, уменьшаются затраты на инвентаризацию, достигается более быстрый оборот судов. Закрытие Суэцкого канала в связи с агрессией Израиля вызвало необходимость более широкого использования нагрузки судов навалом. Однако навалом цирконовые концентраты отгружаются в основном в США и Японию, так как не во всех европейских портах имеется соответствующее оборудование для разгрузки этих судов.

Редкие земли и скандий. Австралия - крупнейшая в капиталистическом мире производитель монашита. Однако запасы этого минерала в стране определяются лишь в 50-100 тыс. т ("Australian...", 1965; Overstreet, 1967). По-видимому, это только разведанные, детально подсчитанные запасы минерала в прибрежных россыпях; возможные же его запасы составляют, вероятно, несколько сотен тысяч тонн. Кроме того, не учтены запасы редких земель в рудах урановых месторождений, а также в пегматитах (в последних они, видимо, невелики).

По некоторым оценкам только в россыпных месторождениях на восточном побережье Австралии заключается 800 тыс. т монашита ("Rare...", 1970).

Концентрации монашита в австралийских россыпях низкие (0,16% - 2,5% в среднем не более 0,3-0,4% по отношению к тяжелой фракции). На западном побережье страны, где сосредоточена основная часть ресурсов монашита, содержания его более высокие - в тяжелой фракции 0,54% и более.

В Западной Австралии монашитосодержащие россыпи тяжелых минералов находятся на юго-западном побережье, в основном между городами Банбери и Басселтон. Недавно открытые месторождения тяжелых минералов в Энебба представляют важный потенциальный источник монашита. Помимо монашита промышленное значение в прибрежных россыпях Западной Австралии имеет ксенотим. В районе Пилбара (на северо-западе штата) редкоземельные минералы - монашит, гадолинит, бастнезит, ортит и др. - встречаются в легматитовых дайках и жилах, обычно богатых альбитом, и ассоциируют с тантало-ниобиевыми минералами. Наиболее богатые монашитом пегматиты находятся в Уоджине, Мулиелле и Куглегонге.

На восточном побережье страны ресурсы монашита сосредоточены в тех же районах, что и циркона. Особенно богаты монашитом россыпи о.Северный Страдброк. В штате Квинсленд группа ураноносных пегматитовых даек с монашитом и другими редкоземельными минералами находится в 10 км к юго-западу от Маунт-Айза (Западный Квинсленд). Эти дайки протягиваются к югу по крайней мере на 20 км в виде пояса шириной 1,5 км. Скарновое месторождение Мэри-Катлин состоит в основном из оргита, апатита, уранинита и др.

Таблица 41. Некоторые сведения о компаниях, ведущих добычу циркона в Австралии ("Australian...", 1971; Douglas, 1966; "Pattern...", 1969; Ward, 1972; "World ...", 1969; "Western...", 1970)

Название компании	Основные районы разработок	Запасы циркона, млн. т (на 1970 г.)	Крупнейшие обогатительные (доводочные) фабрики	Производство циркона в 1970 г., т
Associated Minerals Consolidated Ltd. (AMA)	Восточное побережье: о-ва Северный Страдброк, Южный Страдброк, а также побережье штатов Квинсленд и Новый Южный Уэльс от Саупорта до Ньюкасла	1,8	Гексам, Саутпорт, Вионг, Дунвич	113000
Mineral Deposits Ltd.	Северная часть Нового Южного Уэльса, в том числе о.Мортон, где планируется начать добычу в ближайшие годы	1,2	Хаукс-Нест	55000
Cudgen R.Z. Ltd.	Россыпи в основном в северной части Нового Южного Уэльса между Кингсклифом и Кофс-Харбором; несколько участков в Квинсленде	1,2	Кингсклиф Кабурита Ангури	40000
Consolidated Rutile Ltd.	Месторождения высоких дюн на о.Северный Страдброк, близ побережья Квинсленда	0,5	Брисбен	24000
Rutile and Zircon Mines (Newcastle) Ltd.	До недавнего времени разрабатывались участки около Белмонта (к югу от Ньюкасла). В связи с их истощением добыча переместилась на 50 км к северу	0,5	Томаго, Викхем, Харрингтон	41000
Murphyores	Участки от Кемпси (на севере Нового Южного Уэльса) до Гладстона (в Квинсленде). С 1960 г. компания ведет большие разведочные работы на побережье близ Гладстона, а также на о-вах Кертис и Фрейзер	0,4	Барни-Пуант (к югу от г.Гладстона)	10000
Queensland Titanium Mines Pty. Ltd	Прибрежные россыпи на п-ове Инскип и о.Дабл-Пуант, к северу от Брисбена	0,6	Рейнбоу-Бич	30000

Таблица 41 (окончание)

Название компании	Основные районы разработок	Запасы циркона, млн. т (на 1971 г.)	Крупнейшие обогатительные (доводочные) фабрики	Производство циркона в 1970 г., т
Naracoopa Rutile Ltd.	Россыпные месторождения на восточном побережье о.Кинг в Бассовом проливе	0,1	Наракупа	4000
Coastal Rutile Ltd.	Район Тевантин между о.Дабл-Пуант и Нуза-Недз	0,06	Брисбен	800
Dillingham (ранее Dillingham-Signal)	О.Мортон, район Кемпси	0,3	Каджен	27000
Западное побережье: Western Titanium N.L.	Месторождения к югу от г.Кейпел	0,6	Кейпел	26000
Cable (1956) Ltd.	Месторождения в Кумбана-Бей (около г.Бан-бери), в Стратхем (около г.Кейпел) и в Воннерап	0,1	Кумбана	10000
Westralian Sands	Иоганап	0,3	Кейпел	23000
Western Mineral Sands Pty.Ltd.	Кейпел	0,2	Кейпел	-

Таблица 42. Основные направления экспорта цирконовых концентратов из Австралии в т ("Australian...", 1972)

Страна	1967 г.	1968 г.	1969 г.	1970 г.	1971 г.
США	64288	58365	75443	83710	70825
Великобритания	31412	40415	35234	26366	32751
Франция	14786	25812	23883	31101	28386
Бельгия	4480	5276	12232	15107	17809
Нидерланды	21667	20730	31098	33482	28696
ФРГ	8849	8982	10965	14087	7432
Италия	21107	20574	24537	33440	23691
Япония	56882	60083	72042	115641	90745
Другие страны	27663	30142	30463	28437	66860*
Всего	251134	270379	315897	379789	367195

* В том числе в Канаду - 24962 т.

Таблица 43. Географическое распределение экспорта циркона из Австралии в 1968/69 финансовом году* ("Overseas...", 1969)

Страна	Экспорт, т	Стоимость экспорта, тыс.долл.	Страна	Экспорт, т	Стоимость экспорта, тыс.долл.
Канада	12734	425	ФРГ	8990	407
США	74772	2800	Швейцария	1119	44
Мексика	1065	34	Италия	23618	1024
Бразилия	4078	194	ПНР	2234	112
Чили	302	15	ВНР	356	15
Аргентина	658	39	БНР	659	30
Великобритания	42262	1603	ЮАР	702	37
Франция	24787	1070	Япония	58167	2365
Испания	7871	415	Тайвань	685	34
Португалия	482	30	Другие страны	959	45
Швеция	6275	197			
Нидерланды	27092	978	Всего	300725	11952

* С июля 1968 по июнь 1969 г.

В Южной Австралии установлены минералы, содержащие редкие земли, но в большинстве случаев они не имеют практического значения. Наибольший промышленный интерес представляют урановые руды месторождений, развитых на востоке штата в районе Олэри. Основным минералом, содержащим редкие земли, является давидит. В 30 км от Олэри, в Радиум-Хилл, концентрация его составляет 1-3%.

В целом редкоземельные минералы довольно широко распространены на территории Австралии. Они встречаются в месторождениях различных генетических типов, но основное промышленное значение сейчас имеет монацит прибрежно-морских россыпей.

Добыча монацита из россыпей ведется попутно при разработке их на ильменит (в Западной Австралии) и рутил (восточное побережье штатов Квинсленд и Новый Южный Уэльс; табл. 44). Попутно с ильменитом получают более двух третей всего монацита. Западная Австралия дает около 90% всей добычи монацита. Другим редкоземельным минералом, извлекаемым из россыпей, является ксенотим.

В пегматитовых месторождениях (районы Пилбара и Маунт-Айза) монацит имеет подчиненное значение по сравнению с минералами группы колумбит-танталита. Извлечение же редких земель из давидитовых руд (месторождения Мэри-Катлин и Радиум-Хилл) возможно лишь попутно, при переработке их на уран.

При обогащении песков из россыпей достигается предварительная концентрация монацита в гравитационном концентрате, а затем в слабомагнитной фракции, удаляемой на самых последних стадиях очистки цирконового концентрата.

Крупнейшие обогатительные фабрики, производящие монацитовые концентраты, находятся в Западной Австралии, в г. Кейпел и близ г. Банбери, менее крупные - на восточном побережье, близ Ньюкасла и в Дунвиче (на о. Северный Страдброк). Получаемый на фабриках монацитовый концентрат содержит минимум 90% монацита.

Главным производителем монацита в Австралии является компания Western Titanium N.L., ведущая разработку к югу от г. Кейпел. Мощность ее обогатительной фабрики, находящейся в г. Кейпел (Южный Кейпел), составляет 250 тыс. т ильменита, 16,5 тыс. т циркона, 1,0-1,2 тыс. т монацита и 1,0 тыс. т лейкоксена. Во второй половине 1967 г. компания установила на фабрике в г. Кейпел оборудование для извлечения ксенотима. Извлечение его за год (1967/68 гг.)

Таблица 44. Динамика добычи монацита в т (Kalix et al., 1966
"Australian...", 1972)

Годы	Квинсленд	Новый Южный Уэльс	Западная Австралия	Всего
1949	-	24	-	24
1950	5	27	-	32
1951	-	32	-	32
1952	27	89	-	116
1953	81	119	-	200
1954	10	70	-	80
1955	47	119	-	166
1956	6	98	-	104
1957	90	53	-	143
1958	120	230	112	462
1959	82	190	91	363
1960	81	40	246	367
1961	140	156	1275	1571
1962	70	147	610	827
1963	239	523	1334	2096
1964	252	677	1144	2073
1965	261	611	1470	2342
1966	176	472	1368	2016
1967	253	502	1595*	2350
1968	274	537	1276*	2087
1969	197	369	3288	3854
1970	59	406	3972	4437
1971**	47	1137	2779	3963

* Отгрузки.

** Содержание монацита в монацитовых концентратах.

составило 18 т. Проектируется увеличить производство этого минерала до 60 т в год ("W.A...", 1968; "Xenotime...", 1968).

Другим важным производителем монацита в Австралии является компания Westralian Sands Ltd. Она управляет обогатительной фабрикой в г. Кейпел (Северный Кейпел) и намерена увеличить ее мощность до 1500 т монацита в год. Точных данных о ежегодном производстве монацита компанией Cable (1956) Ltd., имеющей обогатительную фабрику в Кумбана-Бей (около Банбери), нет, но известно, что в последние годы она получает от 360 до 510 т монацита в год ("Present...", 1968).

На восточном побережье Австралии добычу монацита ведут еще две компании (табл. 45).

В 1970 г. в Австралии было получено 4437 т монацита, что составляет около половины производства его в капиталистическом мире. Извлечение монацита в стране могло бы быть удвоено при наличии соответствующего спроса на мировых рынках.

Добыча другого редкоземельного минерала - ксенотима составляла в 1969 г. 38 т; в 1970 г. - 103 т; в 1971 г. - 41 т.

В последнее время в Австралии наметилась тенденция к расширению получения редкоземельных окислов и соединений редких земель из монацита, а также из отходов переработки урановых руд. В мае 1969 г. в Порт-Пири (Южная Австралия) был открыт завод компании Rare Earth Corp. of Australia Pty., Ltd., на котором извлекаются редкоземельные окислы из монацита, доставляемого с обогатительных фабрик западного и восточного побережий, и скандий - из отвальных хвостов, накопленных в процессе переработки (с 1955 по 1962 г.)

Таблица 45. Основные производители монацита в Австралии ("World...", 1969).

Название компании	Производство монацита					
	1963 г.	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1968 г.
<i>Западное побережье</i>						
Western Titanium N.L.	512	388	634	878	687	1025
Westralian Sands Ltd.	Н.д.	759	538	762	965	503
Cable (1956) Ltd.			360-510*			
<i>Восточное побережье</i>						
Rutile and Zircon Mines (Newcastle) Ltd.	Н.д.	242	230	330	483	Н.д.
Titanium & Zirconium Industries Pty.	55	51	55	21	19	Н.д.

* Среднегодовое производство в 1963-1968 гг.

давидитовых руд Радиум-Хилла. Основными продуктами завода будут чистая окись скандия, гидраты окисей редких земель, окись церия и окись лантана ("REO...", 1968; "Uranium...", 1968₁).

Строительство этого завода стало возможным в результате широких лабораторных и полупромышленных испытаний, начатых еще во второй половине 50-х годов и проведенных (на опытных установках в Тебартоне, Порт-Гири, Аделаиде) с целью выявления возможности извлечения скандия, а также иттрия, тория и лантановидов из отходов переработки урановых руд.

Сообщалось, что компания Mary Kathleen Uranium Ltd. (MKU) намеревалась начать извлечение окислов РЗЭ из хвостов переработки урановых руд на своем месторождении в Квинсленде в 1970 г. ("Present...", 1968; "Rare...", 1968). Однако потом появились сведения о том, что MKU начнет извлечение редких земель позднее в связи с ограниченностью спроса на эти продукты и недостаточно высокими ценами на них ("MKU...", 1968, 1969).

Для производства редкоземельных соединений в Австралии пока используются небольшие количества монацита; большая часть его вывозится за границу - в западноевропейские государства и США (табл. 46). Ксенотим целиком вывозится в Японию. Высказывалось предположение, что с началом продажи окислов РЗЭ на внешних рынках ежегодный доход Австралии от экспорта увеличится на несколько миллионов долларов ("Uranium...", 1968_{1,2}).

Тантал и ниобий. Австралия богата танталом. Запасы его не определены, но составляют, по-видимому, несколько тысяч тонн Ta_2O_5 . Танталовую минерализацию несут пегматиты, в меньшей степени грейзены, связанные с докембрийскими породами. Основные ресурсы тантала сосредоточены в пегматитах Западной Австралии, на северо-западе штата - в районе Пилбара (Уоджина, Табба-Табба, Стрелли и др.) и на крайнем юго-западе штата - в районе Гринбушес. В штате Северная Территория танталовые месторождения имеются на севере, в бассейне р. Финнис; в штате Квинсленд - на северо-востоке, в районе Форсайт.

Данные о запасах тантала по отдельным месторождениям в большинстве случаев отсутствуют. Более или менее достоверные сведения имеются лишь по району Гринбушес. Достоверные (proved) запасы руды здесь составляют 22,4 млн. м³, возможные (inferred) 25,6 млн. м³ при содержании 403 г/м³ SnO и 44 г/м³ Ta_2O_5 . Таким образом, выявленные запасы окиси олова исчисляются в 9027 т, а окиси тантала - в 986 т. Возможные запасы окислов составля-

Таблица 46. Основные направления экспорта монашита из Австралии* в т ("Australian" ..., 1966, 1972)

Страна	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.
США	104	765	328	1307	1158	1224
Великобритания	-	312	127	279	-	-
Франция	-	307	824	307	624	563
Нидерланды	-	-	-	1	-	-
ФРГ	-	123	86	399	215	330
Австрия	-	233	118	57	-	-
Япония	57	71	-	-	76	158
Другие страны	-	20	-	-	-	-
Всего	161	1831	1483	2350	2073	2275

Страна	1966 г.	1967 г.	1968 г.	1969 г.	1970 г.	1971 г.
США	1155	1139	2545	2238	2523	713
Великобритания	-	51	-	-	106	...
Франция	253	153	-	204	978	1380
Нидерланды	166	51	-	127	1218	1473
ФРГ	218	266	-	-	1	...
Австрия	233	-	-	4	5	...
Япония	96	96	-	150	5	...
Другие страны	-	103	71	-	184	...
Всего	2126	1859	2616	2723	5020	4660

ют соответственно 10317 и 1126 т. Считается, что около двух третей этих ресурсов, содержащих $291 \text{ г/м}^3 \text{ SnO}$ и $24 \text{ г/м}^3 \text{ Ta}_2\text{O}_5$, могут быть извлечены дражным способом, а треть, представленная более богатыми рудами ($603 \text{ г/м}^3 \text{ SnO}$ и $91 \text{ г/м}^3 \text{ Ta}_2\text{O}_5$), может добываться методом механизированной открытой разработки ("In Australia...", 1963).

По другим данным, достоверные и возможные запасы аллювия и элювия в Гринбушес составляют 29 млн. м^3 при среднем содержании $336 \text{ г/м}^3 \text{ SnO}$ и $36 \text{ г/м}^3 \text{ Ta}_2\text{O}_5$ ("Geology...", 1965).

Танталит и некоторое количество колумбита встречается в различной пропорции по отношению к касситериту. Соотношение $\text{SnO}:(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_5$ изменяется в обломочных породах от 3:1 (в элювии) до 20:1 (в аллювии).

В Австралии в последние годы проводятся широкие разведочные работы на тантал, целью которых является выявление запасов тантала, обнаружение новых рудных тел, несущих танталовую минерализацию, определение возможности их разработки и т.д. Особенно интенсивно эти работы ведутся канадскими и американскими компаниями в Западной Австралии, в районах Пилбара и Гринбушес. В Пилбаре на месторождении Уоджина в большинстве скважин, пробуренных канадской компанией Goldrium Mining Co, установлена хорошо развитая танталовая минерализация. Содержание Ta_2O_5 в руде составляет 0,13%. Эта же компания ведет активную разведку олово-танталовых месторождений на севере Северной Территории. В районе Гринбушес новые месторождения танталита и олова были разведаны компанией Vultan Minerals Ltd. На принадлежащих ей здесь участках запасы олово-танталовой руды оцениваются в 44 млн. т ("Vultan...", 1970_{1,2}).

Танталовая минерализация в месторождениях Австралии представлена различными минералами – танталитом, колумбит-танталитом, манганотанталитом, ферротанталитом, симпсонитом и микролитом. Но основное промышленное значение имеет танталит, содержащий до 74% Ta_2O_5 при среднем отношении Ta_2O_5 : Nb_2O_5 равном 2:1. Колумбит имеет ограниченное распространение в пегматитовых месторождениях Австралии.

Добыча танталита в Австралии началась в 1905 г. на месторождении Уоджина, в районе Пилбара. Тогда еще ни в одной капиталистической стране не извлекался этот минерал. До 1938 г. Австралия оставалась практически единственным производителем высокосортного танталита (60% Ta_2O_5 и более). С началом добычи танталовых минералов в Бразилии, Конго (теперь Республика Заир) и Мозамбике доля Австралии в мировом производстве резко сократилась. Во время второй мировой войны в связи с возросшей потребностью США в танталите была форсирована добыча его в Австралии. Новые, более крупные обогатительные фабрики были построены на месторождениях Уоджина и Стрелли. И если в 1941–1942 гг. суммарная добыча танталит-колумбита была менее 1 т, то в 1943 г. она поднялась до 12 т, а в 1944 г. составила 11 т. В конце 1944 г. США не возобновили контракт на покупку австралийского танталита и поэтому добыча его в последующие годы (с 1945 по 1949 г.) была очень низкой. В 1950–1971 гг. извлечение танталита в Австралии довольно значительно колебалось по годам. Максимальный уровень добычи был достигнут в 1969 г. (табл. 47).

В 1971 г. танталовые концентраты производились в штате Западная Австралия в основном компаниями Greenbushes Tin N.L. и Vultan Minerals Ltd. на месторождении Гринбушес; меньшую часть давала Northwest Tantalum, ведущая добычу в районах Пилбара и Варда-Варра.

Разработка месторождения Гринбушес на касситерит началась еще в прошлом столетии. Танталит же начали получать попутно гораздо позднее. Впервые его добыча (2,3 т) отмечалась в 1905 г. До 1905 г. добыча касситерита и танталита велась из рыхлых руд, образовавшихся в результате разрушения твердых жильных пород, в 1965 г. началась разработка аллювиальных россыпей драгами. Компания Vultan Minerals Ltd., ведущая добычу олова и танталита в Гринбушес с 1967 г., намеревалась в 1970 г. завершить строительство новой обогатительной фабрики с пропускной способностью 500 тыс. т руды в год. Фабрика предназначена для переработки элювиальных и аллювиальных песков, содержащих 1021 г/м^3 касситерита и танталита. Ожидается, что из 1 т руды будет извлекаться 0,45 кг олово-танталового концентрата ("Mining...", 1970; "Vultan...", 1969, 1970).

Основным способом обогащения олово-танталовых руд Гринбушес является гравитация. В 1970 г. Greenbushes Tin M.L. продала 35 т танталитовых концентратов, содержащих 51,3% Ta_2O_5 , а Vultan Minerals Ltd. – 16 т концентратов, содержащих 7% Ta_2O_5 .

Второе место по добыче тантала в Австралии занимает район Пилбара. Здесь, как и в Гринбушес, первоначально извлекался только касситерит. Затем началось попутное получение танталита, добыча которого по мере истощения запасов олова приобретала первостепенное значение. До 1967 г. район Пилбара являлся главным поставщиком танталового сырья в Австралии. Затем на первое место вышел район Гринбушес.

Наряду с танталитом в Пилбаре попутно в небольших количествах получали другие танталовые минералы – симпсонит, тапиолит, микролит и др. Сейчас здесь основными танталовыми минералами являются танталит и колумбит-танталит, попутно с ними добываются берилл, касситерит и амблигонит.

С 1940 г. крупнейшим месторождением высокосортного тантала в этом районе являлась Уоджина. Именно здесь была получена основная часть танталитовых концентратов в годы второй мировой войны. Однако после того, как было добыто 3500 т руды, содержащей в среднем 0,15% танталита, пригодные к извлечению запасы известных рудных тел оказались практически исчерпанными. С 1945 по 1954 г. добыча танталит-колумбита на месторождении почти

Таблица 47. Добыча танталита в т ("Australian" ..., 1966, 1972)

Годы	Добыча	Годы	Добыча	Годы	Добыча
1905	74	1935	15	1953	9
1906	17	1936	15	1954	41
1907	-	1937	18	1955	11
1908	-	1938	21	1956	59
1909	1	1939	8	1957	16
1910-1916	-	1940	6	1958	5
1917	13	1941	-	1959	6
1918-1924	-	1942	1	1960	8
1925	6	1943	12	1961	9
1926	19	1944	11	1962	13
1927	15	1945	<1	1963	9
1928	9	1946	<1	1964	8
1929	13	1947	<1	1965	12
1930	3	1948	4	1966	5
1931	1	1949	2	1967	37
1932	10	1950	7	1968	108
1933	6	1951	3	1969	152
1934	1	1952	8	1970	101
				1971	75

не велась. В результате широкого бурения, проводимого канадскими и американскими компаниями, были выявлены новые танталосодержащие тела. Высказывалось предположение, что добыча на месторождении может достигнуть 60 т танталита в год ("Big...", 1968; "Columbium...", 1968; "Chemalloy...", 1969).

Но, согласно последним данным, разведка, проведенная компанией Goldrium Mining Australian Ltd. в 1970 г. и начале 1971 г. на месторождениях Уоджина и Стрелли, показала, что танталитовая минерализация в обоих районах не является промышленной при современном уровне цен ("Australian...", 1971).

По сравнению с Уоджиной остальные месторождения района Пилбара (Табба-Табба, Стрелли, Пилгангура, Пипшингара, Мулиелла и др.) характеризуются меньшими размерами рудных тел и более низкими концентрациями тантала.

Добыча тантала в Уоджине и из других месторождений района Пилбара ведется открытым и подземным способами. До последнего времени основным источником получения танталовых минералов являлись аллювиальные отложения, образовавшиеся в результате разрушения пегматитов и в меньшей степени грейзенов. Сейчас же в связи с истощением этих отложений все большее значение приобретает разработка коренных месторождений подземными методами.

Обогащаются руды Уоджины гравитационным способом на отсадочных машинах и концентрационных столах. Доводка концентратов осуществляется на магнитных сепараторах. В первые годы разработок некоторую часть танталита извлекали вручную; по мере истощения богатых руд потребовалось механическое обогащение.

Помимо районов Пилбара и Гринбушес небольшие количества колумбит-танталита ранее получали в Западной Австралии на месторождениях Йиннитара, Пуна, Биллингера, Спарговиль и Лондондерри. Обычно этот минерал добывали попутно с полевым шпатом и слюдой.

В штате Северная Территория танталосодержащие месторождения приурочены к пегматитовому поясу длиной 50 км, протягивающемуся от порта Дарвин к югу до Бамбу-Крик. Основными добываемыми минералами здесь являлись касситерит и колумбит-танталит. Добыча велась из мягких каолинизированных частей пегматитов, элювиальных и аллювиальных отложений. Главными центрами раз-

работок являлись Финнис-Ривер, Бамбу-Крик, Волкерс-Крик, Бино-Харбур и Вест-Арм. Последним годом добычи был 1954 г. (0,52 т). В результате проводимых в районе Финнис-Ривер разведочных работ, вероятно, будут выявлены новые танталоносные рудные тела и добыча может возобновиться.

В Квинсленде, в районе Форсайт, незначительные количества танталовых минералов получали лишь в годы второй мировой войны.

Весь добытый в Австралии танталит экспортируется. Экспорт его в 1970 г. составил 111 т, в 1971 г. 158 т. Основными импортерами австралийских танталовых концентратов являются США и Великобритания. Небольшие количества танталита вывозились в Канаду и Нидерланды.

Бериллий. Бериллиевые месторождения широко распространены на территории Австралии. Они имеются в Западной Австралии (Уоджина, Йиншитага и др.), Квинсленде (близ Маунт-Айза), Новом Южном Уэльсе (район Брокен-Хилл) и в Южной Австралии (район Олэри).

Данные о современных запасах берилла в Австралии отсутствуют.

Последняя оценка их была проведена Горным бюро США в 1952 г. С тех пор в стране были открыты новые месторождения этого минерала, наиболее крупные из них - на севере Квинсленда, близ Маунт-Айза (Гала-Крик и др.). Ресурсы окиси бериллия в Австралии, по нашей оценке, составляют не менее 30-50 тыс. т. Основная часть их сосредоточена в Западной Австралии.

Главный генетический тип бериллиевых месторождений в Австралии - пегматиты. Минерализация в них представлена крупнокристаллическим бериллом, содержащим до 14% BeO. Концентрация берилла в рудах большинства месторождений составляет 1,0%.

На севере Квинсленда имеются районы, геологическое строение которых - широкое развитие гранитов, фторсодержащих грейзенов, мощных лавовых покровов и пирокластических пород - позволяет предположить наличие здесь непегматитовых типов бериллиевых месторождений - фенакитовых и бертрандитовых. Однако разведка их в этом районе еще не проводилась.

В пегматитовых месторождениях Австралии берилл имеет эратическое распространение, поэтому разработка их только на берилл невыгодна. Берилл добывают в основном как попутный продукт при разработке на полевой шпат, слюду, танталит-колумбит и сподумен.

Добыча берилла ведется методом ручной рудоразборки. Если порода твердая, ее взрывают и затем вручную выбирают видимые кристаллы берилла. При извлечении минерала из обломочного материала взрывные работы не требуются.

До 1941 г. добыча берилла в стране развивалась очень слабо, так как потребность в этом минерале на мировых рынках была очень мала. В конце 1942 г. в связи с возникновением в США острой потребности в больших количествах берилла была сделана попытка увеличить его добычу в Австралии. В 1943-1944 гг. ежегодная добыча берилла здесь составляла около 400-500 т в год. В послевоенные годы она колебалась от 20 до 50 т в год, в 1951-1964 гг. составляла 100-400 т в год. С 1965 г. наблюдается резкое падение добычи берилла. Как и в других капиталистических странах, оно связано с сокращением импорта США, являющиеся основным потребителем берилла в капиталистическом мире.

В 1970 г. в Австралии было добыто 18 т берилла. Основным поставщиком этого минерала являлась Западная Австралия (16 т), где добыча его велась на месторождениях Кулгарди и Гаскон; 2 т берилла было получено на месторождении Эгебек, около Брокен-Хилла (см. табл. 48).

В 1971 г. началась добыча берилла на крупнейшем в стране руднике близ г. Перенджори (в 260 км к северу от г. Перта). В 1973 г. появились сообщения о том, что производство бериллиевого концентрата (12% BeO) здесь составляет 400 т в год. Концентраты экспортируются в США. Компания Seleka Mining & Investment Ltd., которой принадлежит рудник Перенджори, рассматривает возможность строительства второго рудника, бериллиевые концентраты с которого она намерена вывозить в Японию ("Australian...", 1973; "Seleka's...", 1973; "О продажах ...", 1973).

Таблица 48. Добыча берилла в т ("Australian...", 1966, 1972)

Год	Квинсленд	Новый Юж- ный Уэльс	Южная Авст- ралия	Западная Австралия	Всего
	(Маунт- Айза)	(район Бро- кен-Хилл)	(район Олэ- ри)	(Лондондер- ри, Йинни- гара и др.)	
1939	-	-	-	7	7
1940	-	-	-	2	2
1941	-	-	2	1	3
1942	-	-	-	-	-
1943	7	-	1	524*	532*
1944	6	14	4	396*	420*
1945	-	8	4	34	46
1946	-	5	3	15	23
1947	-	8	-	45	53
1948	12	8	-	35	55
1949	10	4	1	20	35
1950	6	-	-	17	23
1951	10	11	-	92	113
1952	-	1	1	86	88
1953	-	1	-	127	128
1954	7	9	-	134	150
1955	-	7	-	202	209
1956	-	8	-	315	323
1957	< 1	29	15	356	400
1958	12	10	57	173	252
1959	< 1	48	1	265	314
1960	-	9	-	184	193
1961	-	36	9	265	310
1962	-	10	18	198	226
1963	-	13	15	83	111
1964	-	30	-	81	111
1965	-	26	-	12	38
1966	-	39	-	13	53
1967	-	44	-	11	56
1968	-	2	-	13	15
1969	-	5	2	-	7
1970	-	2	-	16	18
1971	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	71

* Экспорт.

Если считать сведения по Перенджори достоверными, то Австралию сейчас можно рассматривать в качестве одного из крупнейших поставщиков берилла в капиталистическом мире.

Основная часть берилла, добываемого в стране, экспортируется. В 1958 г. Комиссия по атомной энергии (КАЭ) Австралии наложила запрет на его экспорт в связи с необходимостью создания стратегических резервов внутри страны. В 1960 г. КАЭ перестала закупать берилл, и экспорт его был разрешен. Берилл вывозился в США и Великобританию, а с 1962 г. весь берилл вывозится только в США. КАЭ Австралии контролирует экспорт берилла и в настоящее время.

В последнее десятилетие в Австралии широко развернулись исследования возможности извлечения окиси бериллия из берилла. Эти работы, субсидируемые

КАЭ, стимулируются ростом спроса на металлический бериллий и его окись со стороны развивающейся в Австралии атомной энергетики. В 1969 г. КАЭ начала строительство специального предприятия для производства окиси бериллия, где, вероятно, будет перерабатываться берилл из стратегических запасов.

Литий. Ресурсы лития в Австралии сосредоточены в пегматитовых месторождениях штатов Новый Южный Уэльс, Западная Австралия и Северная Территория. Специально они не определялись, но, по-видимому, составляют несколько десятков тысяч тонн. Основная часть ресурсов находится в месторождениях Западной Австралии. Крупнейшим месторождением здесь является Маунт-Мэрион (в 40 км к югу от Калгурли). В результате бурения, производимого с 1955 г., обнаружен 1 млн. т сподуменовой руды, содержащей 1,7% Li_2O , что в переводе на окись лития составляет 17 тыс. т ("Lithium...", 1968).

Добыча литиевых минералов в Австралии началась еще в прошлом столетии, однако велась она в очень небольших количествах и с большими перерывами. Первоначально (с 1862 по 1900 г.) добывали только лепидолит в Западной Австралии, позднее (с 1905 г.) стали извлекать амблигонит, с 1949 г. — петалит, а с 1955 г. — сподумен. В последние годы единственным добываемым в Австралии литиевым минералом является петалит, ежегодное извлечение которого колеблется от 700 до 1670 т (табл. 49). Крупнейшим производителем этого минерала является компания Australian Glass Manufacturers Co. (Pty), Ltd. Петалит добывается открытым способом методом ручной рудоразборки попутно при извлечении полевого шпата из карьера в Лондондерри, близ Кулгарди, и около рудника Нипен-Никель, в Западной Австралии.

В 1968 г. компания Western Mining Corp. приступила к разработке перспективного месторождения сподумена Маунт-Мэрион. Добыча ведется открытым способом, однако кристаллы сподумена невелики и не могут быть извлечены вручную. В полупромышленных масштабах был испытан флотационный способ обогащения сподуменовых руд, давший возможность получить концентраты, содержащие 6% Li_2O ("Lithium...", 1968; "Western...", 1968).

Австралийские литиевые концентраты почти целиком экспортируются. Для внутренних нужд они в настоящее время практически не используются. Вывоз литиевых концентратов из Австралии в Германию начался в 1905 г. и производился периодически в эту страну и другие государства в небольших масштабах до 1951 г., когда КАЭ Австралии наложила запрет на экспорт литиевого сырья. И лишь через 16 лет, в 1967 г., этот запрет был отменен ("Australian...", 1967). Велась ли в этот период какие-либо работы и исследования по переработке литиевых концентратов или последние просто складировались, неизвестно.

В 1970-1971 гг. основная часть австралийских литиевых концентратов экспортировалась в Японию.

Кадмий. Австралия обладает крупными запасами свинцово-цинковых и медно-цинковых руд, которые являются основным источником получения кадмия в стране. Концентрация кадмия в полиметаллических рудах колеблется от 0,01 до 0,05% и зависит в основном от количества содержащегося в них цинка.

Основные промышленные запасы кадмия в Австралии сосредоточены в рудах трех крупных полиметаллических месторождений: Брокен-Хилл, Маунт-Айза и Рид-Розбери. Некоторая часть ресурсов кадмия заключена в полиметаллических месторождениях типа Лон-Хилл и Каптинс-Флат, но они в последние годы не разрабатывались.

Общие геологические запасы цинка в стране определяются в 11 млн. т, в том числе достоверные запасы на основных разрабатываемых месторождениях — 6,2 млн. т. Следовательно, запасы кадмия в цинковых рудах (среднее отношение кадмия к цинку равно 1:300) составляют соответственно около 37 тыс. т и 21 тыс. т. Запасы кадмия на крупнейших полиметаллических месторождениях оцениваются следующим образом: Брокен-Хилл — 8 тыс. т (или около 40% всех достоверных запасов); Маунт-Айза — 6 тыс. т; месторождения западного побережья Тасмании (Розбери, Геркулес и Маунт-Фаррел) — 5 тыс. т и Маунт-Эвелин — 2 тыс. т.

Таблица 49. Динамика добычи литиевых минералов в т ("Australian...", 1966, 1972; "Commodity...", 1970)

Годы	Амблигонит				Петалит- Западная Австра- лия (Лон- дондер- ри)	Сподоумен Запад- ная Авст- ралия (Пилган- гура, Маунт- Морион, Кэтлин- Крик)	Итого
	Новый Южный Уэльс (Эурио- ви)	Западная Австра- лия (Уби- ни, близ Кулгар- ди)	Северная Террито- рия (район Финнис- Ривер)	Всего			
1905	-	-	20	20	-	-	20
1906-1909	-	-	-	-	-	-	-
1910	-	3	-	3	-	-	3
1911-1923	-	-	-	-	-	-	-
1924	-	-	5	5	-	-	5
1925	-	-	39	39	-	-	39
1926-1933	-	-	-	-	-	-	-
1934	15	-	-	15	-	-	15
1935-1942	-	-	-	-	-	-	-
1943	8	-	-	8	-	-	8
1944-1948	-	-	-	-	-	-	-
1949	-	-	-	-	5	-	5
1950-1953	-	-	-	-	-	-	-
1954	-	-	-	-	15	-	15
1955	-	-	-	-	-	4	4
1956-1957	-	-	-	-	-	-	-
1958	-	-	-	-	69	-	69
1959	-	-	-	-	25	-	25
1960	15	-	-	15	1	-	16
1961	24	-	-	24	102	5	131
1962	28	-	-	28	85	24	137
1963	20	-	-	20	396	22	438
1964	-	-	-	-	211	53	264
1965	-	-	-	-	315	-	315
1966	-	-	-	-	948	-	948
1967	-	-	-	-	678	-	678
1968	-	-	-	-	750	-	750
1969	-	-	-	-	721	-	721
1970	-	-	-	-	783	-	783
1971	-	-	-	-	1674	-	1674

Основным способом обогащения полиметаллических руд Австралии, как и в других странах, является флотация. Кадмий обычно сопутствует цинку, переходя вместе с ним в цинковые концентраты, в меньшей степени он переходит в свинцовые концентраты. Анализы цинковых концентратов, полученных из руд различных месторождений, показывают, что содержание кадмия в них колеблется от 0,1 до 0,4%, составляя в среднем 0,2%; в свинцовых концентратах - значительно ниже, обычно 0,02% ("Australian...", 1969).

Из общего содержания кадмия в руде Брокен-Хилла 90% извлекается в цинковый концентрат и 6-7% в свинцовый (табл. 50). При металлургическом переделе цинковых и свинцовых концентратов кадмий сосредоточивается в промежуточных продуктах производства - пылях и кеках, которые и являются исходными видами сырья для его получения. На крупнейших цинкоэлектролитных и

Таблица 50. Производство (по содержанию в концентратах) в т ("Australian...", 1966, 1972)

Год	Северная территория	Квинсленд	Новый Южный Уэльс		Тасмания	Всего
	Маунт-Эвелин	Маунт-Айза	Брокен-Хилл*		Рид-Розбери	
	В свинцовых концентратах	В цинковых концентратах	В свинцовых концентратах	В цинковых концентратах	В цинковых концентратах	
1950	-	-	47	515	45	607
1951	-	5	46	525	38	609
1952	-	2**	47	553	43	642
1953	-	10**	61	675	71	807
1954	-	11**	68	771	78	917
1955	-	-	70	738	50	858
1956	-	-	70	806	61	937
1957	-	-	77	862	56	995
1958	-	-	75	750	61	886
1959	-	-	73	741	60	874
1960	-	-	69	838	57	964
1961	-	-	56	803	63	922
1962	-	133	73	862	73	1140
1963	-	103	89	962	75	1230
1964	-	106	75	903	78	1162
В Pb-Zn- концентратах						
1965	-	91	1011		71	1173
1966	-	134	1021		76	1231
1967	12	163	1096		74	1345
1968	17	265	1023		75	1380
1969	14	327	1268		77	1686
1970	4	372	1193		70	1639
1971	-	352	1047		84	1483

* Включает содержания кадмия в свинцовых и цинковых концентратах Каптинс-флат в 1950-1961 гг.

** В свинцовых концентратах.

свинцовоплавильных заводах Австралии имеются кадмиевые установки. Металлический кадмий производится при плавке свинцовых концентратов Брокен-Хилла на заводе в Порт-Пири (Южная Австралия) и свинцово-цинковых концентратов в Кокл-Крик (Новый Южный Уэльс). На заводе в Рисдоне (Тасмания) кадмий получается как попутный продукт при электролитическом рафинировании цинка. Первое место по размерам извлечения кадмия занимает завод Рисдон, где в 1970 г. было получено 373 т этого металла, или более 60% его производства в стране. На втором месте стоит завод в Кокл-Крик и на третьем - Порт-Пири (табл. 51). Мощности кадмиевых установок на этих трех заводах соответственно 350, 200 и 100 т металла в год (Hopkins, Nixon, 1965).

Австралия полностью удовлетворяет свои потребности в кадмии. Он используется главным образом как гальваническое покрытие, в сплавах, при изготовлении подшипников и припоев, а также в пигментной промышленности. Однако

Таблица 51. Производство металлического кадмия в т
 ("Australian...", 1965, 1972)

Год	Рисдон	Порт-Пири	Кокл-Крик	Всего
	из концентратов Рид-Розбери	Из концентратов Брокен-Хилла		
1922	-	37	-	37
1923	-	125	-	125
1924	10	152	-	162
1925	22	158	-	180
1926	27	135	-	162
1927	20	136	-	156
1928	20	154	-	174
1929	18	185	-	203
1930	3	228	-	231
1931	-	202	-	202
1932	-	161	-	161
1933	-	162	-	162
1934	-	176	-	176
1935	-	223	-	223
1936	20	217	-	237
1937	42	165	-	207
1938	36	149	-	185
1939	44	126	9	178
1940	51	104	20	175
1941	48	131	16	195
1942	41	119	5	166
1943	41	100	18	159
1944	40	202	11	253
1945	39	194	13	442
1946	31	190	11	232
1947	39	156	17	212
1948	45	189	59	294
1949	45	174	44	264
1950	45	192	62	299
1951	36	157	41	234
1952	42	185	64	291
1953	41	185	76	302
1954	50	184	59	293
1955	41	186	79	306
1956	45	185	51	281
1957	49	265	85	399
1958	42	240	77	359
1959	58	212	76	346
1960	60	206	40	306
1961	52	191	64	316
1962	58	207	16	358
1963	81	236	50	494
1964	70	265	34	502
1965	80	252	32	524
1966	71	277	26	525
1967	74	234	44	524
1968	66	209	50	472
1969	69	293	34	572
1970	78	295	45	614
1971	Н.д.	Н.д.	Н.д.	559

внутреннее потребление кадмия составляет лишь 180–190 т в год, или около 35% от его общего производства в стране. Остальное количество кадмия экспортируется. Основными потребителями австралийского кадмия в последние годы являются Великобритания и США (табл. 52).

Помимо регистрируемого статистикой экспорта металлического кадмия сотни тонн его вывозятся сцинковыми концентратами и десятки тонн — со свинцовыми концентратами. При переработке их на заводах стран-импортеров, возможно, попутно извлекается и кадмий.

Висмут. В Австралии висмут находится в золото-медных, полиметаллических, вольфрамовых, молибденовых и оловянных рудах. Наиболее распространенными висмутовыми минералами в них являются самородный висмут, висмутин, бисмутит (углекислый висмут) и бисмит (висмутовая охра). Но в основном висмут встречается в виде примеси к сульфидам основных металлов.

Так как висмут связан с рудами различных металлов, и данными о его концентрациях в месторождениях этих металлов мы часто не располагаем, подсчет его запасов сильно затруднен. По-видимому, запасы висмута, особенно в медно-золотых рудах значительны, но освоены они еще далеко не полностью. Современные масштабы извлечения висмута с вольфрамовыми, оловянными, молибденовыми и другими концентратами еще небольшие.

В 1970 г. висмут получали главным образом в Северной Территории, в небольших количествах — в Квинсленде и Западной Австралии (табл. 53).

В Северной Территории в 1967 г. началось извлечение висмута на золото-медном руднике Джуно, в Теннант-Крик. Среднее содержание золота в руде 65 г/т, висмута 0,65% и меди 0,2%. На 30 июня 1971 г. запасы руды в Джуно определялись в 234 тыс. т, следовательно, запасы висмута составляют 1520 т ("Australian...", 1971).

Высокие концентрации висмута найдены в Теннат-Крик также в медно-золотых рудах рудников Пеко и Варрего. Сейчас действует только рудник Пеко. Запасы руды здесь достигают 900 тыс. т при среднем содержании 0,15% висмута (т.е. 1350 т висмута). До последнего времени концентраты из Пеко доставлялись на медеплавильные заводы Японии, где из них, вероятно, извлекался висмут.

Рудник "Варрего", который начал эксплуатироваться в середине 1972 г., очевидно станет основным источником висмута в стране. Запасы руды в Варрего составляют 5 млн. т при среднем содержании 2,6% меди, 3 г/т золота и 0,30% висмута. Таким образом, запасы висмута здесь очень большие и составляют 15 тыс. т ("Bismuth...", 1972).

В Новом Южном Уэльсе получение висмута попутно с молибденитом велось на руднике в районе Дипуотер. Висмут содержится в свинцовых концентратах Брокен-Хилла. В 1962 г. здесь было получено 118490 т свинцовых концентратов с содержанием 0,009% Bi, что эквивалентно 10,7 т висмута. Часть концентратов перерабатывается в Кокл-Крик, но висмут здесь не извлекается. Остальная часть свинцовых концентратов вместе с содержащимся в них висмутом экспортируется.

В Квинсленде висмутсодержащие концентраты производились на двух предприятиях: на месторождении Биггенден висмутовые концентраты извлекались наряду с медью и золотом; в Вольфрам-Кэмп добывалась вольфрамо-молибдено-висмутовая руда. В течение 1970 г. на последнем месторождении было переработано 8260 т руды и произведено 47 т висмутовых концентратов; получались здесь также вольфрамовые и молибденовые концентраты.

В Западной Австралии добыча висмута зафиксирована в 1966 г.; 0,03 т висмута было получено в Брокман-Крик, в золоторудном поле Пилбара. В 1970 г. 0,9 т висмута было извлечено из месторождений золоторудного поля Гаскон.

Почти весь производимый висмут в виде очищенных висмутовых концентратов или коллективных W-Bi, W-Mo-Bi, Cu-Au-Bi и других концентратов экспортируется главным образом в Японию. Большие количества его вывозят со свинцовыми концентратами. Содержание висмута в висмутовых концентратах обычно 40%, в вольфрамовых 0,5%, в свинцовых 0,009%.

Таблица 52. Основные направления экспорта кадмия* (в т) из Австралии ("Australian...", 1964, 1971)

Страна	1963 г.	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1968 г.	1969 г.	1970 г.
Очищенный кадмий								
Индия	14	34	50	19	2	3	-	-
Великобритания	146	161	137	87	41	54	6	11
США	23	15	96	100	12	26	21	42
Другие страны	8	40	13	51	9	15	15	139
Всего	191	250	296	257	64	98	42	192
Кадмий в виде брусков и стержней								
Великобритания	125	78	100	95	157	109	233	219
США	3	-	2	119	85	97	74	123
Другие страны	10	17	59	64	167	28	79	112
Всего	138	95	161	278	409	234	386	454

* Металлический кадмий плюс содержание кадмия в сплавах.

Таблица 53. Производство висмута в Австралии (по содержанию металлического висмута в концентратах в т ("Australian...", 1966, 1972)

Годы	Квинсленд	Новый Южный Уэльс	Тасмания	Западная Австралия	Северная Территория	Всего
1881	-	9,00	-	-	-	9,00
1890	5,00	1,00	-	-	-	6,00
1900	3,50	10,00	-	-	-	13,50
1910	17,23	3,60	10,00	-	-	30,83
1920	0,47	43,00	0,01	-	-	43,48
1930	0,06	0,60	0,97	-	-	1,63
1940	0,12	-	0,57	1,30	-	1,99
1945	0,30	2,21	0,53	0,16	-	3,20
1950	0,05	1,27	-	-	-	1,32
1955	-	-	-	-	1,25	1,25
1960	-	-	-	-	0,12	0,12
1961	-	-	-	0,27	0,13	0,40
1962	-	-	-	0,04	-	0,04
1963	-	-	-	-	-	-
1964	-	-	-	-	-	-
1965	-	-	-	-	-	-
1966	-	0,29	-	0,03	-	0,32
1967	-	-	-	-	12	12
1968	2)*	-	-	-	183	183
1969	13	-	-	-	188	201
1970	6	-	-	0,90	184	191
1971	Н.д.	Н.д.	-	Н.д.	Н.д.	244

* В Южной Австралии висмут добывался в 1867-1876 гг. и в 1931-1934 гг.

Производство металлического висмута и его солей в Австралии в настоящее время небольшое. В 1962 г. на опытной установке около Теннант-Крик при кислотном выщелачивании хвостов — отходов переработки медно-золотых руд — было извлечено 0,5 т металлического висмута чистотой 99,5%. В 1972–1973 гг. в Теннант-Крик, в 45 км к северо-западу от города, будет завершено строительство медеплавильного завода (мощностью 20 тыс. т черновой меди в год), оборудованного установкой по производству черного висмута. На этой установке намечается получать около 1400 т висмута в год. Таким образом, уже в 1973–1974 гг. Австралия может стать одним из крупнейших производителей этого металла в капиталистическом мире ("Australian...", 1970; "Peco's...", 1971).

Селен. Сырьем для получения селена в Австралии являются медные руды месторождений Маунт-Айза (Квинсленд), Маунт-Лайелл (Тасмания) и Маунт-Морган (Квинсленд). Селен содержится также в медных рудах Каптинс-Флат и Брокен-Хилла, в небольших количествах в теллуридах Калгурли. Однако руды последних трех месторождений, по-видимому, вследствие низких концентраций в них селена не являются сейчас промышленными источниками его получения.

Содержание селена в медных концентратах Маунт-Лайелл составляет 0,0046%, Маунт-Морган 0,0032–0,0037%, Каптинс-Флат 0,0029% и Брокен-Хилла 0,0030% (Edwards, Carlos, 1954).

Три основные компании, ведущие добычу меди в Австралии — Mount Isa Mines Ltd., Mount Lyell Mining and Railway Company Ltd. и Mount Morgan Ltd. — имеют свои медеплавильные заводы. Черновая медь из Маунт-Айза, Маунт-Лайелл и Маунт-Морган поступает на медеаффинировочные заводы, расположенные соответственно в Таунсвилле, Куинстауне и Порт-Кембла. Анодные шламы, образующиеся при электролитическом рафинировании меди на этих заводах, содержат 1–2% селена и являются исходным продуктом для его извлечения. Производство селена осуществляется компанией Electrolytic Refining and Smelting (ER&S) на заводе в Порт-Кембла (южнее г. Сидней, в Новом Южном Уэльсе), куда поступают также анодные шламы из Таунсвилла и Куинстауна. Содержание селена в шламах медеаффинировочных заводов составляло в 1963 г. 1,6 т; в 1964 г. 1,6 т; в 1965 г. 2,4 т; в 1966 г. 2,0 т. За последующие годы нет данных.

Статистические данные по извлечению селена в Австралии не публикуются. Однако, согласно некоторым источникам, в стране ежегодно получают 1,3–2,3 т металлического селена ("Australian...", 1969; Hopkins, Nixon, 1965). Компания ER&S производит селен чистоты 99,5–99,8%, который используется внутри страны в основном в стекольной промышленности. Некоторое количество селена вывозится с черновой медью в Японию.

Теллур. Австралия обладает, по-видимому, значительными ресурсами теллура, сосредоточенными в основном в золоторудных месторождениях (Калгурли) и медно-золотых месторождениях (Маунт-Морган). Теллур встречается в самородной форме, а также в виде теллуридов других элементов, особенно золота и серебра. В Калгурли наиболее распространенным теллуридом является калаверит, а в Маунт-Морган — тетрадимит и калаверит.

Анализ пылей на плавильном заводе, перерабатывающем медно-золотые концентраты из Маунт-Моргана, показали, что теллур присутствует в количестве 0,04% в пылях отражательной печи и 0,08% в конверторных пылях. В черновой меди из Маунт-Моргана содержится 0,019% Se и 0,072% Te.

Теллур получают как побочный продукт главным образом на медеаффинировочных, в меньшей степени свинцоворафинировочных заводах. Наибольшие количества этого металла извлекают также из дымоходных пылей при плавке концентратов меди, свинца, золота, серебра, висмута, при сжигании пиритов и производстве суперфосфата.

Двуокись теллура с содержанием 80% TeO_2 периодически производилась на заводе в Порт-Кембла, принадлежащем ER&S. С 1964 г. извлечение ее не ведется.

Таллий. Промышленным источником получения таллия в Австралии являются пыли, скапливающиеся в пылевых камерах и фильтрах заводов, перераба-

Таблица 54. Предприятия цветной металлургии Австралии, на которых осуществляется попутное извлечение редкометалльных и других продуктов (Hopkins, Nixon, 1965; "Non-ferrous...", 1967)

Компания	Завод и его местонахождение	Основной извлекаемый металл	Попутные продукты
Electrolytic Zinc Co. of Australasia Ltd.	Рисдон (Тасмания)	Цинк	Кадмий*, окись кобальта, серная кислота, суперфосфат, сульфат аммония, двуокись марганца, свинцово-серебро-золотосодержащие полупродукты, медный штейн, ртуть
Sulphide Corporation Pty. Ltd.	Кокл-Крик (Новый Южный Уэльс)	Цинк, свинцовые слитки	Кадмий*, серебро, серная кислота, золото, свинцово-медный дросс, таллий**
Broken Hill Associated Smelters Pty. Ltd.	Порт-Пири (Южная Австралия)	Свинец	Цинк, серебро, золото, кадмий*, медный штейн, серная кислота, свинцово-таллиевые полупродукты*, индий**
Electrolytic Refining & Smelting Co. of Australia Ltd.	Порт-Кембла (Новый Южный Уэльс)	Медь	Золото, серебро, металлы платиновой группы, селен*, теллур*, индий***, таллий***
Mount Isa Mines Ltd.	Маунт-Айза (Квинсленд)	Черновой свинец, черновая медь	Свинцово-медные дроссы, свинцово-серебряные слитки, цинк, кадмий*, кадмиево-таллиевые полупродукты*

* Редкие металлы (или полупродукты, содержащие редкие металлы), получаемые в промышленных масштабах.

** Редкие металлы, извлекаемые периодически или в прошлом.

*** Редкие металлы, найденные в промышленных количествах в продуктах переработки концентратов цветных металлов, но не извлекаемые (или металлы, сведения о производстве которых отсутствуют).

тывающих пирит, халькопирит, руды свинца и цинка. Наиболее ценным сырьем для его извлечения являются пыли мешочных и рукавных фильтров свинцово-цинкоплавильных заводов (Порт-Пири и Кокл-Крик). При плавке таллий, являющийся высоколетучим компонентом, переходит в эти пыли вместе с кадмием. Высокие концентрации таллия (0,02%) отмечены и в циклонных пылях меде-рафинировочного завода в Порт-Кембла, однако данных о его получении здесь нет.

На плавильно-рафинировочном заводе в Порт-Пири таллий следует за кадмием на различных этапах плавки до окончательной дистилляции, когда после получения кадмия остается Tl-Pb осадок, содержащий Tl 13%, Pb 85%, Cd 2%. Этот сплав поступает в продажу (Hopkins, Nixon, 1965).

На заводе в Кокл-Крик, где осуществляется переработка цинковых и свинцовых концентратов Брокен-Хилла, таллий также сопровождает кадмий на всех этапах процесса. Содержание таллия в кадмии, очищенном каустической содой, составляло 0,04%; велась специальная очистка кадмия от таллия. При этом получались, по-видимому, небольшие количества металлического таллия. По мере уменьшения содержания свинца в шихте, поступающей на плавку, содержание таллия в кадмии снизилось до 0,01%, и очистку кадмия от таллия перестали производить (Baker, 1965).

Статистические сведения о производстве таллия в Австралии не публикуются. По-видимому, он извлекается в небольших количествах. На экспорт поступают таллийсодержащие полупродукты.

Индий в небольших количествах встречается в рудах некоторых оловянных и свинцово-цинково-медных месторождений Австралии.

Содержание его в очищенном австралийском олове в среднем составляет 0,0005%. При производстве хлорида олова содержание индия в растворах дистилляции повышается до 0,5% (Dimmick, 1949; Geology..., 1953).

В небольших количествах индий найден в пылях фильтров газоочистки на свинцовоплавильном заводе в Порт-Пири, а также в летучих пылях и других продуктах, образующихся при рафинировании меди, в Порт-Кембла. Однако неизвестно, извлекается ли он из этих пылей.

Таким образом, основными предприятиями, на которых имеются установки по извлечению редких металлов-спутников, являются цинкоэлектролитный завод в Рисдоне, свинцово-цинкоплавильный завод Кокл-Крик, свинцовоплавильный и рафинировочный завод в Порт-Пири, медеафинировочный завод в Порт-Кембла и свинцовоплавильный завод в Маунт-Айза (табл. 54).

Глава XVIII

РОЛЬ АВСТРАЛИИ В ЗАПАСАХ, ДОБЫЧЕ И ЭКСПОРТЕ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В КАПИТАЛИСТИЧЕСКОМ МИРЕ

Анализ сырьевых ресурсов редких элементов в Австралии показывает, что на ее территории сосредоточены значительные запасы циркона, монашита, танталита и кадмия. Менее важна ее роль в запасах берилла и литиевых минералов (табл. 55).

По запасам циркона Австралия уступает лишь США, где ресурсы этого минерала оцениваются в 11,3 млн. т. Однако австралийские россыпи несравненно богаче тяжелыми минералами, в том числе и цирконом. В результате совершенствования способов обогащения в разработку сейчас вовлекаются все более низкосортные месторождения этого минерала, и запасы его увеличиваются.

Добывать редкие элементы в Австралии начали еще в прошлом столетии. В небольших количествах получали тогда литиевые минералы и висмут. В начале XX в. стали извлекать танталит, по добыче которого до второй мировой войны Австралия занимала первое место. В 1920 г. начали производить кадмий. До войны добывали также циркон (с 1934 г.) и берилл (с 1939 г.). Монашит начали извлекать лишь в 1948 г., а селен, теллур, таллий и индий — по-видимому, во время второй мировой войны.

В последние годы добыча всех видов редкометалльного сырья (за исключением берилла) в Австралии в целом возрастает, особенно висмута, танталита и циркона (табл. 56).

Среди редкометалльных минералов первостепенное значение имеет добыча циркона, извлечение которого в Австралии за последние 10 лет фактически утратилось. Расширяются районы его добычи, строятся новые обогатительные предприятия, ввод которых приведет к увеличению производства этого минерала.

В результате открытия новых месторождений тяжелых минералов в Западной Австралии добыча циркона в этом районе может увеличиться к середине 70-х годов с 52500 т (1971 г.) до 200 тыс. т в год. Только на месторождении в Эннеба добыча, вероятно, составит 100 тыс. т циркона в год.

Масштабы добычи циркона в Австралии определяются величиной добычи рутила, попутно с которым он извлекается. Так как потребность в рутиле — ценном титановом сырье — растет и увеличивается его добыча, то соответственно возрастает и извлечение циркона. Однако последний уже имеет до известной степени самостоятельное значение. Так, спрос на него часто влияет на решение вопроса о разработке низкосортных рутиловых месторождений.

В связи с промышленным освоением процесса производства синтетического рутила из ильменита все большие количества циркона и монашита, вероятно, будут извлекаться попутно с ильменитом.

Таблица 55. Роль Австралии в запасах* редкометалльного сырья капиталистического мира

Вид сырья	Запасы в капиталистическом мире, тыс. т	Запасы Австралии, тыс. т	Удельный вес Австралии в общих запасах, %
Циркон (ZrO_2)	18000	4680	25
Редкометалльные минералы (TR_2O_3)	20000	500-700	3-4
в том числе монацит	7000	500-700	7-10
Танталит (Ta_2O_5)	150	5-10	3-7
Берилл (BeO)	1000	50	5
Литиевые минералы (Li_2O)	18000	200	1
Кадмий (металл)	160	21	13

* Запасы в пересчете на окислы.

Таблица 56. Динамика добычи редкометалльного сырья в Австралии в т (Kalix et al., 1966; "Australian...", 1972)

Год	Циркон	Монацит	Танталит-колумбит	Берилл	Литиевые минералы	Кадмий*	Висмут*
1939	1660	-	8	7	-	-	1
1943	10334	-	12	532	8	-	6
1950	22188	32	7	23	-	607	1
1955	48673	166	11	209	4	858	1
1960	102362	367	8	193	16	964	**
1961	136481	1571	9	310	131	922	**
1962	133844	827	13	226	137	1140	**
1963	184830	2096	9	111	438	1230	-
1964	184082	2073	8	111	264	1162	-
1965	230493	2342	12	38	315	1173	-
1966	239420	2016	5	53	948	1231	**
1967	288221	2350	37	56	678	1345	12
1968	301270	2087	108	15	750	1380	183
1969	375205	3854	152	7	721	1686	201
1970	395333	4437	101	18	783	1639	191
1971	405836	4403	75	71	1674	1483	244

* Содержание в концентратах.

** Менее 1 т.

Таблица 57. Удельный вес Австралии в добыче редкометалльного сырья в капиталистическом мире

Вид сырья	Общая добыча в капиталистическом мире, * т	Добыча в Австралии, * т	Уд. вес Австралии в общей добыче, %
Циркон	435000	392125	90
Монацит	11700	4231	35
Танталит	670	109	17
Берилл	5610	32	****
Литиевые минералы **	150000	1060	****
Кадмий ***	14500	1603	11
Висмут ***	3200	212	7

* Среднегодовая добыча в 1969-1971 гг. данные округленные.

** В пересчете на условный концентрат, содержащий 5% Li_2O .

*** Содержание металла в концентратах.

**** Менее 1%.

Австралия не имеет себе равных по масштабам добычи циркона и является монополистом на капиталистическом рынке по этому минералу. В США, занимающих второе место по добыче циркона после Австралии, но сильно (в 4-5 раз) уступающих ей, не предусматривается расширения добычи циркона. Другие крупные производители циркона - Индия, Шри Ланка, Бразилия - проектируют значительно расширить мощности действующих предприятий и построить новые обогатительные фабрики. Однако и после осуществления этих проектов указанные страны по величине производства циркона будут в десятки раз уступать Австралии.

Австралия занимает первое место в капиталистическом мире и по добыче монацита, который получают попутно с титановыми минералами и цирконом из прибрежно-морских россыпей. Основную часть монацита Австралия экспортирует, однако в последние годы увеличивается количество монацита, перерабатываемого на редкие земли внутри страны.

Танталовые минералы, берилл и литиевые минералы добывают главным образом из пегматитовых залежей, кор выветривания и связанных с пегматитами россыпей. На некоторых месторождениях эти минералы, извлекаются попутно с полевым шпатом и слюдой. В Западной Австралии, в районе Пилбара, берилл и литиевые минералы извлекают попутно с танталитом. Австралийские пегматиты представляют интерес прежде всего как источник танталового сырья, добыча которого в ближайшие годы должна возрасти в несколько раз.

Австралия обладает исключительно крупными запасами руд цветных металлов. Ресурсы кадмия сосредоточены в основном в свинцово-цинковых месторождениях, висмута - в медно-золотых и вольфрамовых месторождениях, селен и теллур связаны с медными рудами, индий - с оловянными рудами и т.д.

Уровень состояния промышленного извлечения указанных попутных металлов далеко не соответствует потенциальным возможностям их производства. Это, вероятно, объясняется недостаточным внутренним спросом на эти металлы и конкуренцией на внешних рынках, где господствуют другие крупные их производители (США, Канада, Перу, Мексика и т.д.). Однако постоянный рост производства цветных металлов в Австралии позволяет предположить, что попутное получение рассеянных металлов в стране также будет увеличиваться.

Роль Австралии в добыче редкометалльного сырья показана в табл. 57.

Таблица 58. Роль иностранного капитала в разработке и разведке редкометалльных месторождений и производстве редких металлов в Австралии (Dillingham, 1970; Douglas, 1968; "Murphyores...", 1970; "Naracoopa...", 1970; "Tantalum...", 1969; "World..." 1969)

Иностраный капитал	Название месторождения или предприятия	Основные добываемые минералы или продукция предприятий	Австралийские компании, осуществляющие добычу и разведку или производство редких металлов	Иностранные фирмы (или их филиалы) и доля их участия в австралийских компаниях	Примечания
Английский	Прибрежные россыпи от Саут-порта до Ньюкасла; россыпи на о-вах Северный и Южный Страдброк	Рутил, циркон	Associated Minerals Consolidated Ltd. (AMA)	Consolidated Gold Fields (Australia) Pty. Ltd. (61%)	Consolidated Gold Fields (Australia) - родственная компания английской группы Gold Fields, являющейся ведущим поставщиком титановых минералов и циркона в капиталистическом мире. Установление контроля (в 1968 г.) над Western Titanium N.L. дало возможность этой группе производить до 300 тыс. т циркона в год
	Прибрежные россыпи к югу от г. Кейпел	Ильменит, циркон, монацит, рутил, лейкоцен, ксенотим	Western Titanium N.L.	Consolidated Gold Fields (Australia) Pty. Ltd. (85%)	
	Прибрежные россыпи на о. Северный Страдброк	Рутил, циркон, монацит	Titanium and Zirconium Industries Pty (TAZI)	Conzinc Riotinto of Australia Ltd. (100%)	В 1969 г. AMA приобрела у Conzinc Riotinto весь капитал TAZI
	Порт-Пири	Свинец, серебро, золото, медный штейн, сернистая кислота, кадмий	Broken Hill Associated Smelters Pty. Ltd.	Conzinc Riotinto of Australia Ltd. (50%)	Conzinc Riotinto - филиал Лондонской фирмы Rio-Tinto Zinc Corp. Последней принадлежит 85% акций Conzinc Riotinto of Australia Ltd.

Таблица 58 (продолжение)

Иностраный капитал	Название месторождения или предприятия	Основные добываемые минералы или продукция предприятий	Австралийские компании, осуществляющие добычу и разведку или производство редких металлов	Иностранные фирмы (или их филиалы) и доля их участия в австралийских компаниях	Примечания
Английский	Кокл-Крик	Цинк, свинцовый слиток, серная кислота, кадмий	Sulphide Corp. Pty. Ltd.	Conzinc Riotinto of Australia Ltd. (75%), New Broken Hill Consolidated Ltd. (25%)	В английской компании New Broken Hill Consolidated Ltd. 32% капитала принадлежит Conzinc Riotinto of Australia
	Прибрежные россыпи в северной части Нового Южного Уэльса и в Квинсленде	Рутил, циркон	Mineral Deposits Ltd.	National Lead (85%)	Компания Mineral Deposits намерена начать разработку россыпей на о. Мортон
Американский	Прибрежные россыпи к северу от Брисбена	Рутил, циркон	Queensland Titanium Mines Pty.	National Lead	Queensland Titanium была совместно образована компаниями National Lead и ее филиалом Titanium Metals Corp. of America
	Россыпи от Кемпла на юге до Гладстона на севере	Рутил, циркон, ильменит	Murphyores Holdings Ltd.	Dillingham-Signal	Dillingham-Signal приобрела акции Murphyores в начале 1970 г. Эта американская группа купила обширные участки россыпей на островах Мортон и Фрейзер и в районе Гладстона. Группа проектирует увеличение производства рутила и циркона до 60 тыс. т каждого в 1973 г.

Таблица 58 (окончание)

Иностран- ный капи- тал	Название месторождения или предприятия	Основные добываемые минералы или продук- ция предприятий	Австралийские ком- пании, осуществляю- щие добычу и раз- ведку или производ- ство редких метал- лов	Иностранные фирмы (или их филиалы) и доля их участия в австралийских ком- паниях	Примечания
Американ- ский	Пегматитовые месторождения районов Пилбара и Варда-Вар- ра	Танталит, танталит- колумбит, берилл, касситерит, амбли- гонит	Northwest Tanta- lum N.L.	Philip Brothers Corp. (14%)	Компания Northwest Tanta- lum дает около 40% всей до- бычи тантала в Австралии.
Канадский	Месторождение Уоджина и др. района Пилбара	Разведка на танта- ловые минералы	Goldrim Mining	Tantalum Mining Corp. of Canada (70%)	Разведочные работы Gold- drim частично финансирует компания Tantalum Mining Corp. По соглашению с Goldrim TMC обязалась способствовать промышлен- ному освоению месторож- дений в районе Пилбара. Если результаты разведки на тантал окажутся поло- жительными, будет создано совместное предприятие, где 60% будет принадлежать TMC, а 40% - Goldrim Mi- ning
	Прибрежные россыпи на вос- токе о. Кинг	Рутил, циркон	Naracoopa Rutile Ltd.	New Mt. Costigan Mines Ltd. (68%)	Канадская группа Interna- tional Mogul Mines Ltd. недавно приобрела контроль- ный пакет акций New Mt. Costigan Mines Ltd.

Таблица 59. Стоимость* экспорта редкометалльных концентратов из Австралии

Вид сырья	1965 г.		1966 г.		1967 г.	
	т	тыс.долл.	т	тыс.долл.	т	тыс.долл.
Циркон	220128	6816	213798	8978	251134	10720
Монацит	2275	223	2126	243	1859	236
Танталит и колумбит	48	Н.д.	7	Н.д.	27	Н.д.
Берилл	51	12	37	9	647	222
Кадмий**	296	1319	257	980	64	317

* Стоимость дана в австралийских долларах. ** Металлический кадмий в слитках.

Добыча циркона, танталита и других редкометалльных минералов в стране в значительной степени контролируется иностранным капиталом, прежде всего английским и американским (табл. 58).

В добыче циркона и разведке танталовых месторождений принимают участие канадские компании. Японские фирмы имеют долгосрочные соглашения с крупнейшими австралийскими производителями циркона, монацита и ксенотима. Проникновение японских компаний в редкометаллодобывающую промышленность Австралии усиливается ("Japan...", 1966; "Japanese...", 1966).

Иностранные монополии тормозят развитие редкометалльной промышленности в Австралии. Они вывозят из страны дешевые редкометалльные концентраты, а также концентраты цветных металлов, содержащие рассеянные элементы, и перерабатывают эти концентраты на заводах своих стран, получая таким образом большие прибыли и обеспечивая свои потребности в стратегическом сырье.

Производство конечной редкометалльной продукции в Австралии развито очень слабо. Так, хотя Австралия занимает первое место в капиталистическом мире по добыче циркона, она, по-видимому, не производит ни металлического циркония, ни его соединений. Нет сведений и о химико-металлургической переработке танталита и литиевых минералов на отечественных предприятиях. Лишь

Таблица 60. Основные направления экспорта редкометалльных концентратов из

Вид сырья	Страна-					
	Канада	США	Норвегия	Швеция	Велико-британия	Франция
Циркон*	Zr	Zr		Zr	Zr	Zr
Монацит		TR			TR	TR
Танталит	Ta	Ta			Ta	
Берилл		Be				
Литиевые минералы (в основном петалит)						
Кадмий**		Cd	Cd		Zn-Cd, Cd	
Висмут***		Pb-Bi			W-Bi, Pb-Bi	
Селен и теллур (в черновой меди)						

* Страны, экспорт в которые в 1970 г. превышал 100 т. ** Металлический и в шихтовых концентратах (Zn-Cd). *** В вольфрамовых и вольфрамо-молибденовых кон-

("Australian...", 1971)

1968 г.		1969 г.		1970 г.	
т	тыс.долл.	т	тыс.долл.	т	тыс.долл.
270379	11013	315897	12353	386575	14042
2616	348	2723	344	5020	677
60	212	92	305	112	498
137	53	9	5	46	19
99	475	42	194	193	374

недавно Комиссия по атомной энергии Австралии начала строить промышленное предприятие по производству окиси бериллия.

В несколько больших масштабах ведется переработка монацита из отходов уранового производства на окислы редкоземельных элементов, включая окись скандия. Из рассеянных элементов в наиболее крупных масштабах извлекается кадмий. Селен, теллур и таллий получают, вероятно, в небольших количествах (точных данных нет), часто с большими перерывами.

Основная часть добываемого в Австралии редкометалльного сырья вывозится в виде концентратов в различные зарубежные страны. Особенно многообразна география экспорта циркона.

Стоимость экспорта отдельных видов редкометалльного сырья показана в табл. 59.

Редкометалльные концентраты вывозят главным образом в США, Великобританию и Японию; в меньшей степени - в ФРГ, Францию, Нидерланды и другие страны (табл. 60).

Удельный вес Австралии в импорте редкометалльных концентратов США показан в табл. 61.

Австралии ("Australian...", 1971)

импортер

Испания	Бельгия	Нидерланды	ФРГ	Австрия	Италия	Япония
Zr		Zr TR Ta	Zr TR	TR	Zr	Zr TR Be Li Zn-Cd Cu-Bi, W-Bi Pb-Bi, Cu-Se, Cu-Te
	Zn-Cd Pb-Bi		W-Bi			

центратах (W-Bi), в свинцовых концентратах (Pb-Bi) и в медно-золотых концентратах (Cu-Bi).

Таблица 61. Удельный вес Австралии в импорте редкометаллических концентратов США* ("Minerals Yearbook", 1970)

Вид сырья	Всего импортировано в США,* т	Импорт из Австралии,* т	Уд. вес Австралии в общем импорте, %
Циркон	53566	52289	98
Монацит	3240	1890	61
Берилл	4680	174	4
Танталит	764	24	3**
Кадмий (металлический)	1046	153	14

* Среднегодовые данные за 1969-1971 гг.

** В 1972 г. уд. вес Австралии в импорте танталовых концентратов в США составил 30%.

В связи с ростом национально-освободительного движения в странах Азии, Африки и Латинской Америки развитые капиталистические государства начинают рассматривать Австралию, обладающую с их точки зрения, более "благоприятным политическим климатом", как важный источник редкометаллического сырья, могущий (наряду с Канадой) заменить поставки из политически "нестабильных" районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Австралия и Океания. — В кн.: Обзор минеральных ресурсов стран капиталистического мира. Африка, Австралия и Океания (под ред. Н.А. Быховера). М., ВГФ, 1966.
- Амирасланов А.А., Иванова Н.С. Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Андерсон Дж. С. Геохимия индия. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.
- Барсуков В.Л. Оловорудные месторождения Тасмании (Австралия). — Геология рудных месторождений, 1972, № 5.
- Белевцев Я.Н. Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Беляевский Н.А. Минеральные ресурсы Австралии. — Разведка и охрана недр, 1969, № 10.
- Богданов Н.А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., "Наука", 1967.
- Борукаев Ч.Б. Очерк докембрия Австралии. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. М., "Наука", 1970₁, вып. 129.
- Борукаев Ч.Б. Некоторые черты тектоники докембрия Австралии. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. М., "Наука", 1970₂, вып. 129.
- Борукаев Ч.Б. Тектоника докембрия Австралии. — Геология и геофизика, 1970₃, № 8.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970.
- Буряк В.А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Вартумян Э.Л. Австралия (экономика и внешняя торговля). М., Внешторгиздат, 1963.
- Вартумян Э.Л. Австралия и Океания. — Экон-стат. справочник. М., "Мысль", 1966.
- Великославинский Д.А., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А. Проблемы металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Вильсон А.Ф., Компстон В., Джеффри П.М. Возраст докембрийских пород Австралии по данным радиоактивных методов. — В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, 1963.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. — М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Вопросы тектоники докембрия континентов. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. М., "Наука", 1970, вып. 129.
- Глесснер М.Ф. Докембрийские ископаемые органические остатки из Южной Австралии. — Труды 21-й сесс. Межд. геол. конгр. 1963, вып. 1.
- Домарев В.С. Некоторые особенности металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Домарев В.С. Особенности разновозрастных месторождений медистых песчаников. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., "Наука", 1972.
- Каррутерс Д.С., Праттен Р.Д. Стратиграфический разрез и структура месторождения Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс). — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., "Мир", 1964, вып. 2.
- Картер Е.К., Брукс Дж. Х. Докембрий Северо-Западного Квинсленда. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Келлер Б.М. Венд и юдомий. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 3.
- Коган Б.И. Экономические очерки по редким землям. Изд-во АН СССР, 1961.
- Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., "Наука", 1964.
- Колотухина С.Е., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И., Первухина А.Е., Потемкин К.В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., "Наука", 1968.
- Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
- Кропоткин П.Н., Туголесов Д.А. Австралия, схема тектоники. — В кн.: Краткая географическая энциклопедия. М., Изд-во БСЭ, 1960, т. 1.
- Леонов Г.П. Историческая геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Мазарович А.Н. Основы региональной геологии материков, ч. II Южные материки. Океаны и общие закономерности развития структуры земной коры. Изд-во МГУ, 1952.

- Минеральные ресурсы капиталистических стран (литий, бериллий, бор, фтор, магний). М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Минеральные ресурсы капиталистических стран (топливно-энергетическое сырье, черные, цветные и редкие металлы). М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Минеральные ресурсы капиталистических и развивающихся стран (под ред. Н.П. Лаврова). М., ВГФ, 1970.
- Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундаментов древних платформ и история их формирования. - Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1966, № 3.
- Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. - М., "Недра", 1968.
- О продажах Австралией бериллиевого концентрата в США - БИКИ, 1973, №31.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. Геол. ин-та АН СССР, серия геол., 1962₁, вып. 5.
- Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. - Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники (Москва, 1-6 февр. 1963 г.). Изд-во АН СССР, 1962₂.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М., "Мир", 1966.
- Пятнов В.И. К вопросу об образовании прибрежно-морских россыпей тантало-ниобатов. - Литология и полезные ископаемые, 1968, № 4.
- Пятнов В.И. Касситерит-танталитовый район Гринбушес (Зап. Австралия). - Редкие элементы. Сырье и экономика. Изд. ИМГРЭ, 1969, № 3.
- Равич М.Г. Загадки Гондваны. М., "Знание", 1972.
- Равич М.Г., Грикуров Г.Э. Основные черты тектоники Антарктиды. - Сов. геол., 1970, № 1.
- Райан Дж. Р. Геология и минеральные ресурсы вольфрамового месторождения Хэтчес-Крик (Северная Территория). - В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Робертс У.М. Минералогия и генезис рудного тела Уайт на урановом месторождении Рам-Джангл, Австралия. - В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Сазыкин Н.С. О некоторых тенденциях в развитии и использовании минерально-сырьевой базы капиталистических стран. Серия "Экономика минерального сырья и геолого-разведочных работ". М., ОНТИ, ВИЭМС, 1965.
- Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Возрастные границы групп докембрия Канадского щита и Южной Африки. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, т.45, вып. 5.
- Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
- Смирнов В.И. Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании рудных стратиформных месторождений цветных металлов. Междунар. геол. конгр., XXIV сесс. Докл. сов. геол., Пробл. 4. М., "Наука", 1972.
- Соболевская В.Н. Тектоническая карта Австралии. - Физико-географический Атлас мира, 1964.
- Соболевская В.Н. Основные черты тектонического развития Австралии. - Геотектоника, 1965, № 5.
- Соболевская В.Н. Тектоника и некоторые закономерности развития и становления эпипалеозойских плит. М., "Наука", 1973.
- Спригг Р.К., Вильсон Р.Б. Горный пояс Масгрейв в пределах Южной Австралии. - В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. "Недра", М., 1966.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. Второе издание. М., "Недра", 1970.
- Уилсон А.Ф. Чарнокитовые породы Австралии. - В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Уиттл А.У.Дж. Контактная минерализация на урановом месторождении Мэри-Катлин. - В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Фолинсби Р.Э. Докембрийские металлогенические эпохи - атмосферные или центросферные? - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. - М., "Наука", 1972.
- Фролов В.Т. Генетический анализ архейских отложений района Калгурли (Западная Австралия). - Литология и осадочная геология докембрия (X Всес. литолог. совещ., 16-19 апреля 1973 г.). Тезисы докладов. М., 1973.

- Хаин В.Е. Основные черты строения и развития древней Австралийской платформы. - Жизнь Земли, 1970, № 6.
- Херасков Н.П., Потемкин К.В., Спицин А.Н. Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. Россыли. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Хиллс Э.Ш. Тектоническое строение Австралии. - В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Чижиков Д.М. Кадмий. М., "Наука", 1967.
- Шер С.Д. Размещение и типы месторождений золота в различных группах геотектонических провинций. - В кн.: Геология и геохимия благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969.
- Шер С.Д. Металлогения золота. М., "Недра", 1972.
- Шерман М.Л., Аладышкин А.С., Иванкин П.Ф., Корнев Т.Я. Перспективы расширения сырьевой базы полиметаллических руд в Енисейском крае. - Разведка и охрана недр. 1972, № 5.
- Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. - В кн.: Межд. геол. конгр. 22-ая сесс. Докл. сов. геол. Пробл. 9. Гондвана, М., "Наука", 1964.
- Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. М., "Недра", 1971.
- Эндрьюс Э. Геология месторождения Брокен-Хилл. - В кн.: Геология, парегенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ, 1951.
- Alexander T.M. Mount Lyell Field. - Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Ambitious plan in Western Australia aims at boosting ilmenite supply. - Engng and Mining J., 1969, v. 170, N 6.
- Andrews, E.C. Notes on the geology of the Broken Hill district. - Mem. Geol. Surv. N.S. Wales, Geologia, 1922, v. 8.
- Andrews E.C. Geology of Broken Hill, N.S. Wales. - Internat. Geol. Congr. Rep. 18-th Session Great Britain, 1948, pt 7. London, 1950.
- Arriens P.A., Lambert J.B. On the age and strontium isotope geochemistry of granulite-facies rocks from the Fraser Range, Western Australia and the Musgrave Ranges, Central Australia. - Spec. Publ. Geol. Soc. Australia, 1969, N 2.
- Atlas of Australian Resources, 2-d ed. Canberra, Dept Nat. Develop. pm., Geology, scale 1:6000 000, 1966.
- Australia leads in bismuth production. - Western Miner, 1971, v. 44, N 1.
- Australian beach sands. - Mining J., 1966, v. 266, N 6814.
- Australian beryl mine opens. - Mining J., 1973, v. 280, N 7168.
- Australian bismuth developments. - Mining J., 1970, v. 275, N 7059.
- Australian lithium-only ores freed. - Metal Bull., 1967, N 5233.
- Australian Mineral Industry: The mineral deposits. McLeod I.R., (Ed.). Canberra - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1965, N 72.
- Australian mineral industry, 1972, v. 25, N 1.
- Australian mineral industry Rev., Canberra, 1966-1972.
- Australian mineral sands. - Mining J., 1970, v. 275, N 7053.
- Australian mineral sands. - Mining J., 1971, v. 276, N 7076.
- Australian producers of titanium minerals. - Industr. Minerals, 1971, N 43.
- Australian rutile-ilmenite project. - World Minerals and Metals, 1973, N 11.
- Australia's beach sand industry. - S.Afric. Mining and Engng J., 1965, v. 76, N 3759.
- Baker F.H., Munro J.G. Cadmium recovery by ion exchange. - J. Metals, 1965, v. 17, N 3.
- Banerjee P.K., Ghosh S. Correlation of Precambrian ore provinces of East Africa, India and West Australia. - Econ. Geol., 1973, v. 67, N 1.
- Banks M.R. The Middle and Upper Cambrian series (Dundas group and its correlates) in Tasmania. - Internat. Geol. Congr. Rep. 20-th Session, 1956, v. 2, Mexico, 1956.
- Banks M.R. Cambrian system. - The Geology of Tasmania. - J. Geol. Soc. Australia, 1962₁, v.9, pt. 2.
- Banks M.R. Ordovician system. - The geology of Tasmania. - J. Geol. Soc. Australia, 1962₂, v. 9, pt 2.
- Banks M.R. Silurian and Devonian system. - The geology of Tasmania. - J. Geol. Soc. Australia, 1962₃, v.9, pt 2.
- Banks M.R. Permian system. - The geology of Tasmania. J. Geol. Soc. Australia, 1962₄, v. 9, pt 2.
- Barksdale J.P.D. Titanium - its occurrence, chemistry and technology. N.Y., 1949.

- Barrie J. Rare earths. - Australian Mineral Industry: The mineral deposits. McLeod I.R. (Ed.), Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral, 1965, N 72.
- Beazley A.W. Heavy mineral beach sands of Southern Queensland. Part II. - Proc. Roy. Soc. Queensland, 1950, v. 61, N 59.
- Bennett E.M. Lead-zinc-silver and copper ore deposits of Mount Isa. - Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Bennett E.M. History, geology and planned expansion of Mount Isa Mines Properties. - Mining and Minerals Engng, 1970, v. 22, N 8.
- Big U.S. firm will finance Goldrim tantalum project. - North Miner, 1968, N27.
- Binns R.A. Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama complex, Broken Hill district, N.S.W. - J. Geol. Soc. Australia, 1964, v. 11, pt 1.
- Binns R.A., Miller J.A. Geology. Potassium-argon age determinations on some rocks from the Broken Hill region of New South Wales. - Nature, 1963, v. 199, N 4890.
- Bismuth from Tennant Creek. - Metal Bull. Monthly, 1972, v. 24, N 17.
- Black L.P., Richards J.R. Isotopic composition and possible genesis of ore leads in North-Eastern Queensland, Australia. - Econ. Geol., 1972, v.67, N 8.
- Blake D.H., Smith J.W. Mineralogical zoning in the Herberton Tinfield, North Queensland, Australia. - Econ. Geol., 1970, v. 65, N 8.
- Blaskett K.S., Hudson S.B. Recovery of monazite concentrate from beach sand from Swansea, NSW. - Commonwealth Scient. and Industr. Res. Organization and the Mining Dept Univ. Melbourne. Ore dressing investigation. Rpt, 1965₁, N 515.
- Blaskett K.S., Hudson S.B. Beach sand minerals. - The Australian mining, metallurgical and mineral industry, Melbourne, 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965₂, N 3.
- Both R.A., Williams K.L. Mineralogical zoning in the lead-zinc ores of the Zeehan field, Tasmania. - J. Geol. Soc. Australia, 1968, v.15, pt 1, 2.
- Branch C.D. Structure and evolution of the volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. - Nature, 1966₁, v. 209, N 5023.
- Branch C.D. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1966₂, N 76.
- Braithwaite R.L. Structure of the Rosebery ore deposits. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1972, N 1241.
- Bright future for Australian beach sands. - Mining J., 1971, v.277, N 7095.
- Broadhurst E. Duchess Copper mine. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Broadhurst E. Herberton tinfield. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Brooks Ch. The rubidium-strontium ages of some Tasmanian igneous rocks. - J. Geol. Soc. Australia, 1966, v.13, pt 2.
- Brooks J.H. Mineral sand deposits-Tugun. - Queensl. Govt Mining J., 1953, v. 54, N 621.
- Brooks J.H. "Big Beryl" mine, Mount Isa-Cloncarry mineral field. - Queensl. Govt Mining J., 1957, v. 53, N 670.
- Brooks J.H. Precambrian of the Charters Towers Cape River and Woolgar Goldfields. - Geology of Queensland. - J. Geol. Soc. Australia, 1960₁, v. 7.
- Brooks J.H. Silurian of northern coastal Queensland. - Geology of Queensland. - J. Geol. Soc. Australia, 1960₂, v.7.
- Brooks J.H. Galah Creek beryl pegmatites, Mount Isa mineral field, North-Western Queensland. - Queensl. Govt Mining J., 1963, v.64, N740.
- Brooks J.H. Occurrence of beryl and tantalite crystal, M.L. 5560, Mica Creek, Mount Isa. Queensl. Govt. Mining J., 1965, v.66, N 760.
- Brooks J.H., Shipway C.H. Mica Creek pegmatites, Mount Isa, North-Western Queensland. - Queensl. Govt Mining J., 1960, v. 61, N 708.

- Brown D.A., Campbell K.S.W., Crook K.A.W. The geological evolution of Australia and New Zealand. Oxford, 1968.
- Burrill G.H.R., Howland. Rose A.W. Mineral exploration in Western Australia. - *Canad. Mining J.*, 1970, v. 91, N 4.
- Cable adds to ilmenite reserves. - *Industr. Minerals*, 1970, N 29.
- Cable steps up ilmenite recovery. - *Industr. Minerals*, 1970, N 33.
- Cabri L.J. Note on the occurrence of calaverite and petzite in the phantom lode, Great Boulder mine, Kalgoorlie. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1967, N 222.
- Cabri L.J., Harris D.C., Stewart J.M. Costibite (CoSbS) a new mineral from Broken Hill, N.S.W., Australia. - *Amer. Mineralogist*, 1970, v.55, N 1-2.
- Campana B., Hughes F.E., Burns W.G., Whitcher I.C., Mugenierkas E. Discovery of the Hamersley iron deposits. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy* 1964, N 210.
- Campana B., King D. Regional geology and mineral resources of the Olgary province. - *Bull. Geol. Surv. S. Australia*, 1958, N 34.
- Campana B., King D. Palaeozoic tectonism, sedimentation and mineralization in West Tasmania. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1963, v.10, pt 1.
- Campbell J.D. The structure of the Kalgoorlie Goldfield. - *Geology of Australian ore deposits*, Edward A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v. 1.
- Canadian company inspires new mineral sands producer. - *North. Miner*, 1968, N 11.
- Canadians in Australia. - *Mining in Canada*, 1968, April.
- Carruthers D.S. An environmental view of Broken Hill ore occurrence. - *Geology of Australian ore deposits*, McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Carruthers D.S., Pratten R.D. The stratigraphic succession and structure in the Zinc Corporation and New Broken Hill Consolidated Ltd., Broken Hill, New South Wales. - *Econ. Geol.*, 1961, v. 56, N 6.
- Carter E.K. The Precambrian of North Western Queensland, Australia. - *Geol. Rundschau*, 1958, Bd. 47, H 2.
- Carter E.K., Brooks J.H. Precambrian of North-Western Queensland. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1960, v.7, pt 1.
- Carter E.K., Brooks J.H., Walker K.R. The Precambrian mineral belt of North-Western Queensland. - *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral.*, 1961, N 51.
- Carter S.R. Mount Isa mines. - *Geology of Australian ore deposits*, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Carter S.R. Lown Hill silver-lead field. - *Geology of Australian ore deposits*, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v. 1.
- Chemalloy-Goldfield world-wide search. - *North. Miner.*, 1969, N 45.
- Clarke D.E. Geology of the Mount Biggenden gold and bismuth mine and environs. - *Geol. Surv. Queensland*, 1969, Rept. N 32.
- Clarke D.E., Paine A.G.L. Charter Towers, Queensland, *Geol. Surv. Queensland*, 1970, sheet SF/55-2 1:250 000 Explanatory notes.
- Clayton E. Tantalum and columbium. - *Australian Mineral Industry Review*, Canberra, 1969.
- Columbium (niobium) and tantalum. - *Mining Annual Rev.*, 1968.
- Commodity data summaries. - Washington, 1970.
- Compston W., Crawford A.R., Bofinger V.M. A radiometric estimate of the duration of sedimentation in the Adelaide Geosyncline, South Australia. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1966, v.13, pt 1.
- Compston W., Arriens P.Q. Precambrian geochronology of Australia. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, pt 2, N 3.
- Condon M.A. Sedimentary structures in the metamorphic rocks and orebodies, Broken Hill. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1959, N 189.
- Connah T.H. Beach sand heavy mineral deposits of Queensland, Brisbane. *Geol. Surv. Queensland Publs*, 1961, N 302.
- Conolly J.R., Ferm J.C. Permo-Triassic sedimentation patterns, Sydney basin, Australia. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1971, v.55, N 11.
- Cook P.J. Lake Amadeus, Northern Territory, *Geol. Surv. N.Territory*, 1968, 1:250 000, Sheet SG/52-4, Explanatory Notes,

- Cornelius K.D. Breccia pipe associated with epigenetic mineralization, Mount Morgan, Queensland. - *Econ. Geol.*, 1967, v.62, N 2.
- Cornelius K.D. The Mount Morgan Mine, Queensland, a massive gold-copper pyritic replacement deposit. - *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 8.
- Cotton R.E. Lead-zinc-silver ore deposits MacArthur River. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.), 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Cox R., Glasson K.R. Economic geology of the Cleveland mine, Tasmania. - *Econ. Geol.*, 1971, v. 66, N 6.
- Crawford A.R. India, Ceylon and Pakistan: New data and comparisons with Australia. - *Nature*, 1969, v. 223, N 5204.
- Crawford A.R. Continental drift and un-continental thinking. - *Econ. Geol.*, 1970, v.65, N 1.
- Crohn P.W. The geology, petrology and physiography of the Omeo district North-Eastern Victoria. - *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 1950, v.62, N 1.
- Crohn P.W. Tennant Creek gold and copper field. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.), 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr., Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Crohn P.W. The mines and mineral deposits of the Katherin-Darwin region. - *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral.*, 1968, N 82.
- Crook K.A.W. A Stratigraphy of the Tamworth group (Lower and Middle Devonian) Tamworth, Nundle district, N.S.Wales. - *J. and Proc. Roy. Soc. N.S.Wales*, 1961, v.94, pt 5.
- Crook K.A.W. Stratigraphy of the Parry group (Upper Devonian-Lower Carboniferous) Tamworth-Nundle district. - *J. Proc. Roy. Soc. N.S. Wales*, 1962, v. 94, pt 5.
- Crook K.A.W. Principles of Precambrian time stratigraphy. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1966, v. 13, pt 1.
- Croxford N.S.W. A mineralogical examination of the McArthur lead-zinc deposit (with discussion) - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1968, N 226.
- Croxford N.J.W. Origin and significance of volcanic potash rich rocks from Mount Isa. - *Bull. Inst. Mining and Metallurgy*, 1964, v.74, N 696.
- Croxford N.J.W., Jephcott S. The McArthur lead-zinc-silver deposit, N.T. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1972, N 243.
- Daniels J.L. The Proterozoic geology of the north-west division of Western Australia. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1966, N 219.
- Daniels J.L. Wyloo, Western Australia. - *Geol. Surv. West Australia*, 1970, sheet SF/50-10 1:250000. Explanatory Notes.
- Dillingham subsidiary acquires rights from Murphysores. - *Mining Engng*, 1970, v.22, N 6.
- Dimmick T.D. Minor metals, Mineral Resources Australia, Canberra, 1949. Summary report N 35.
- Discovery may have far-reaching effects on Australian mineral sands industry. - *Engng and Mining J.*, 1971, v.172, N 2.
- Douglas J.L. The Australian mineral economy. Part 5: Mineral sands industry. - *Austral. Mining*, 1966, v. 58, N 3.
- Douglas J.L. The Vernon report and the mineral industry - a closer look. - *Austral. Mining*, 1966, v. 58, N 6.
- Douglas J.L. Overseas participation in the Australian mining industry. - *Austral Mining*, 1968, v. 60, N 3.
- Dow D.B., Gemuts I. Dixon Range, Western Australia. - *Geol. Surv. Western Australia*, 1967, sheet 1:250000 SE/52-6, Explanatory Notes.
- Dow D.B., Gemuts I. Geology of the Kimberley region Western Australia: the East Kimberley. - *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral.*, 1969, N 106.
- Dunn J.A., Morgan J.W. Titanium and Australian beach sands industry. - *Mining Mag.*, 1955, v. 93, N 6.
- Dunn P.R., Plumb K.A., Roberts H.G. A proposal for timestratigraphic subdivision of the Australian Precambrian. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1966, v. 13, N 2.
- Edwards A.B., Carlos G.C. The selenium content of some Australian sulphide deposits. - *Proc. Australias. Inst. Mining and Metallurgy*, 1954, N 172.
- Ellis H.A. Lithium-bearing minerals in the Coolgardie-Londonderry districts, Western Australia. - *Annual Rept Dept Mining Western Australia*, for 1943, 1944.

- Ellis H.A. Some economic aspects of the principal tantalumbearing deposits of the Pilbara Goldfield, North-West Division. - Bull. Geol. Surv. W.Australia, 1950, N 104.
- Ellis H.A. The Greenbushes tin-tantalite district. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr., Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Ellis H.A. Tin-tantalum ore deposits of Greenbushes. - Geology of Australian ore deposits, McAndrew (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr., Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Elliston J. The genesis of some epigenetic type. - Casop. mineral. a geol., 1969, Rocn, 14, cisl, 2.
- Elliston T. Moina district. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Emerson M.E. Tantalum. - Engng and Mining J., 1969, N 3.
- Eneabba go ahead. - Mining Mag., 1973, N 3.
- Eneabba near completion. - Mining J., 1973, v. 280, N 7173.
- Eneabba reserves. - Mining Mag., 1973, N 1.
- Engng and Mining J., 1965-1971 (annual review).
- Evan R. Mafic hybrid rocks from the New England Batholith, New South Wales. - Geol. Mag., 1968, v. 105, N 2.
- Evernden J.F., Richards J.R. Potassium-argon ages in Eastern Australia. - J.Geol. Soc. Australia, 1962, v.9, pt 1.
- Expansion of rutile production. - Mining J., 1967, v. 268, N 6861.
- Farguharson R.B., Wilson J.L. Rationalization of geochronology and structure at Mount Isa. - Econ. Geol., 1971, v. 66, N 4.
- Finucane K.J. Ore distribution and lode structure in the Kalgoorlie Goldfield. - Geology of Australian ore deposits, McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Finucane K.J., Jensen H.E. Lode structures in the Kalgoorlie Goldfield. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Fisher N.H. Heavy mineral deposits of east coast of Australia. - Mining Technology, 1948, v.12, N 6.
- Fisher N.H. Renison Bell tinfield. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Fisher N.H. Age determination of Northern Australian granites. - Internat. Geol. Congr. Rept. 21-st Session, Norden, Copenhagen, 1960, pt 9.
- Fisher N.H. Review of evidence of genesis of Mount Isa orebodies. - Internat. Geol. Congr. Rept 21-st Session, Norden, Copenhagen, 1960, pt 16.
- Fisher N.H., Sullivan C.J. Uranium exploration by the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, in the Rum Jungle province, Northern Territory, Australia. - Econ. Geol., 1954, v.49, N 8.
- Flinter B.H., Hesp W.R., Rigby D. Selected geochemical, mineralogical and petrological features of granitoids of the New England. - Econ. Geol., 1972, v. 67, N 8.
- Forbes B.G. Beryl deposits in South Australia. - S.Austral. Mining Rev., 1958₁, N 108.
- Forbes B.G., Beryl occurrences west of Boolcoomata Homestead. - S.Austral. Mining Rev., 1958₂, N 108.
- Forbes B.G. Beryl in the Olary Province. Further discoveries and general summary. - S.Austral. Mining Rev., 1958₃, N 109.
- Ford R.J. The occurrence of rhenium in some Tasmanian molybdenites. - Proc. Roy. Soc. Tasmania, 1965, v. 99, N 51.
- Forman D.J. The geology of the south-western margin of the Amadeus basin, Central Australia. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1966, N 86.
- Forman D.J., Milligan E.N., McCarthy W.R. Regional geology and structure of the north-eastern margin of the Amadeus basin Northern Territory. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1967, N 103.
- Franzel A. Sylvanite von Kalgoorlie. - Tschermak's mineral und petrogr. Mitt., 1897, v.17.
- Frost C.R. The fixation of caesium on Australian minerals. - Sidney, 1963.

- Further details on Eneabba rutile, - *Industr. Minerals*, 1973, N 64.
- Further mining studies by Greenbushes. - *Mining J.*, 1967, v. 269, N 6904.
- Gardner D.E. Zirconium. Mineral resources of Australia. Summary report, Canberra, 1951, N 1.
- Gardner D.E. Titanium (rutile and ilmenite). Mineral resources of Australia. Summary report, Canberra, 1951, N 2.
- Gardner D.E. Beach-sand heavy-mineral deposits of Eastern Australia. - *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral.*, 1955, N 28.
- Garlick W.G. Association of mineralization and algal reef structures on Northern Rhodesian copperbelt, Katanga and Australia. - *Econ. Geol.*, 1964, v. 59, N 3.
- Garretty M.D. Ardlethan tinfield. - *Geology of Australian ore deposits*, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr., Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Gellatly D.C., Derrick G.M., Plumb K.A. Proterozoic palaeocurrent direction in the Kimberley region, Northwestern Australia. - *Geol. Mag.*, 1970, v. 107, N 3.
- Gennings I.N. Black sands of Eastern Australia. - *Geogr. J.*, 1956, v. 41, N 4.
- Geological notes in explanation of the tectonic map of Australia, Walpole B.P. (Ed.). 1962, B.M.R.
- Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, Melbourne, 1953, v.1.
- Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, v. 1.
- Geology of West Australia. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1957, v.4, pt 2.
- Geology of South Australia. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1958, v. 5, pt 2.
- Geology of Queensland. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1960, v.7, pt 1.
- Geology of Tasmania. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1962, v.9, pt 2.
- Geology of New South Wales. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1969, v. 16, pt 1.
- Glaessner M.F. Geographic distribution and time range of the Ediacara Precambrian fauna. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, N 2.
- Glaessner M.F., Daly B. The geology of the Late Precambrian fauna of the Ediacara fossil reserve. - *Rec. South Austral. Mus.*, 1959, v.13, N 3.
- Glaessner M.F., Wade M. The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. - *Palaeontology*, 1966, v. 9, N 3.
- Glasson K.R., Pain V.R. Lead-zinc-copper ore deposits of Lake George Mines, Captain's Flat. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Courlay A.J.G. Berillium. - *Australian Mineral Industry*, review, Canberra, 1969.
- Courlay A.J.G. Mica. - *Australian Mineral Industry: The mineral deposits*. McLeod (Ed.). - *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral.*, 1965, N 72.
- Gradwell R. The petrology of the Sampford granodiorite. - *Queensland Univ. Dept Geol. Papers*, 1955, v. 4, N 7.
- Gradwell R. The permian to Triassic granites of southern and coastal Queensland. - *The geology of Queensland*. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1960, v.7, pt 1.
- Greenbushes's exploration programme. - *Mining J.*, 1969, v. 272, N 6981.
- Groves D.J. The geochemical evolution of tin-bearing granites in the Blue Tier batolith, Tasmania. - *Econ. Geol.*, 1972, v.67, N 4.
- Groves D.J., Loftus-Hills G. Cadmium in Tasmania sphalerites. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1968, N 228.
- Groves D.J., Solomon M., Rafter T.A. Sulfur isotope fractionation and fluid inclusion studies at the Rex Hill Mine, Tasmania. - *Econ. Geol.*, 1970, v.65, N 4.
- Gustafson J.K., Barrell H.C., Carretty M.D. Geology of the Broken Hill ore deposits, Broken Hill, New South Wales. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1950, v.61, pt 4, N 12.
- Hall H.G., Cottle V.M., Rosenhain P.B., McGhie R.R., Lead-zinc deposits of Read-Rosebery and Mount Farrell. - *Geology of Australian ore depositss*, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.

- Hall G., Druett J.G. Lead-zinc ore deposits of Read-Rosebery. - *Geology of Australian ore deposits*, McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Hall H.I.E., Bekker C. Gold deposits of Norseman. - *Geology of Australian ore deposits*, McAndrew J. (Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v. 1.
- Hall L.R., Lloyd J.C. The amblygonite and beryl deposits of Euriovie, Broken Hill district. - *Dept Mining N.S. Wales, Techn. Rept.*, 1956, v.1, N 1.
- Hallberg J.A. Geochemistry of archean volcanic belts in the eastern goldfields region of Western Australia. - *J. Petrol.*, 1972, v.13, N 1.
- Halpern M. Rubidium-strontium date of possibly 3 billion years for a granitic rock from Antarctica. - *Science*, 1970, v.169, N 3949.
- Harding R.R. Catalogue of age determinations on Australian rocks, 1962-1965. - *Rept Bureau Mineral Resources, Geol. Geophys.*, 1969, N 117.
- Hawkins B.W. Breccia pipe associated with epigenetic mineralization, Mount Morgan, Queensland. - *Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 7.
- Hawkins B.W. A quantitative chemical model of the Broken Hill lead-zinc deposit. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1968, N 227.
- Haynes S.J., Hill P.A. Pyrrhotite phases and pyrrhotite-pyrite relationships, Renison Bell, Tasmania. - *Econ. Geol.*, 1970, v.65, N 7.
- Heinrich R. Beryl in the Olary Province. - *S.Austral. Mining Rev.*, 1958, N 109.
- Hewett R.L., Solomon P.J. The role of mobilization in silver-lead-zinc sulphide assemblages. - *Internat. Geol. Congr. Rep.* 22nd session, New-Delhi, 1964, pt 5.
- Hiern M.N. Uranium-bearing pegmatite near Bimbowrie station. - *S.Austral. Mining Rev.*, 1958, N 108.
- Hill D. Geological structure. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1960, v.7, pt 1.
- Hills E.Sh. The tectonic style of Australia, *Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*, Deutsche Geol. Ges., Stuttgart, 1956.
- Hills E.Sh. Cauldron subsidences, granitic rocks and crustal fracturing in S.E. Australia. - *Geol. Rundschau*, 1959, Bd. 47, H.1.
- Hills E.Sh. Tectonic setting of Australian ore deposits. - *Australian ore deposits*, McAndrew J. (Ed.), 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Hobbs B.E. The structural environment of the northern part of the Broken Hill ore body. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1966, v.13, pt 2.
- Hobbs B.E., Ranson D.M., Vernon R.H., Williams P.F. The Broken Hill ore body, Australia. A review of recent work. - *Mineral. Deposita*, 1968, v.3, N 4.
- Hobson R.A., Matheson R.C. Greenbushes mineral field. - *Bull.W.Austral. Geol. Surv.*, 1949, N 102.
- Hopkins R.J., Nixon J.C. Minor metals. - *The Australian mining, metallurgical and mineral industry*, 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.3.
- Horwitz R.C., Sofoulis J. Igneous activity and sedimentation in the Precambrian between Kalgoorlie and Norseman, Western Australia. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1965, N 214.
- Horwitz R.C., Thomson B.P., Webb B.P. The Cambrian - Precambrian boundary in the Eastern Mt. Lofty Ranges region, South Australia. - *Trans. Roy. Soc. S. Australia*, 1959, v. 82.
- Hossfeld P.S. Stratigraphy and structure of the Northern Territory of Australia. - *Trans. Roy. Soc. S. Australia*, 1954, v.77.
- Hudson S.B. Assessment of a beach-sand deposit near Queencliff, Victoria, Melbourne. - *Rept Commonwealth Scient. and Industr. Res. Organization and Mining Dept Univ. Melbourne, Ore-dressing Invest.*, 1963, N 642.
- Hudson S.B. Flowsheet design for an ilmenite-zircon-monazite beach sand plant near Bunbury, W.A., Melbourne. - *Rept Commonwealth Scient. and Industr. Res. Organisation and Mining Dept Univ. Melbourne, Ore-dressing Invest.*, 1963, N 643.
- Hudson S.B., Sheldon B. Recovery of monazite from weakly magnetic beach sand minerals from Swansea, N.S.W. Melbourne Rept Commonwealth Scient. and Industr. Res. Organization and Mining Dept Univ. Melbourne Ore-dressing Invest., 1957, N 542.
- Hughes F.E., Munro D.L. Uranium ore deposit at Mary Kathleen. - *Geology of Australian ore deposits*, McAndrew J. (Ed.), 8-th Common-

- wealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Hughes F.E., Munro D.L. Uranium ore deposit at Mary Kathleen. - Atomic Energy in Australia, 1970, v. 13, N 2.
- Hunty de la L.E. Report on pegmatite on Spargoville, Coolgardie Gold Field. - Annual Rept Dept Mining W. Australia, 1961, N 1.
- Hurley P.M., Fisher N.H., Pinson W.H., Fairbairn N.W. Geochronology of Proterozoic granites in Northern Territory, Australia, Part I. - Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 1.
- Hurley P.M., Fisher N.H., Pinson W.H., Fairbairn H.W. Geochronology of Proterozoic granites in Northern Territory, Australia, Part II: K-Ar and Rb-Sr age determination. - Bull. Geol. Soc. America, 1961, v.72, N 5.
- In Australia. - Engng and Mining J., 1963, v.164, N 5.
- In Australia (a new discovery). - Engng and Mining J., 1967, v.168, N 10.
- Japan examines Australia's beach sands. - Mining J., 1966, v.266, N 6821.
- Japanese interest in Australian beach sands. - Mining J., 1966, v.266, N 6809.
- Jeffery P.M. The radioactive age of four Western Australian pegmatites by the potassium and rubidium methods. - Geochim. et cosmochim. acta, 1956, v.10, N 3.
- Jensen H.I. Precambrian - Cape York peninsula. - J. Geol. Soc. Australia, 1960, v. 7.
- Jensen E.B. The Hatches Creek tungsten and bismuth field. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1965, N 216.
- Johnsen W. Report on the beryl resources of the Ynnitarra ares, Lyons district, North-West Land Division of Western Australia. Annual Rept Mining Dept W. Australia, 1950.
- Joklik G.F. The mica-bearing pegmatites of the Harts Range, Central Australia. - Econ. Geol., 1955, v.50, N 6.
- Joklik G.F. The geology and mica-fields of the Harts Range, Central Australia. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1955, N 26.
- Jones O.Th. Ore genesis in Queensland. - Proc. Roy. Soc. Queensland, 1947, N 59.
- Jones O.A. Factors controlling the occurrence of heavy mineral beach sand along the Queensland - New South Wales coasts. - Australias. Engr, 1953, N 7.
- Jones O.A., Carruthers D.S. Geology and mineralization of Eastern Queensland. - Geology of Australian ore deposits, McAndrew J.(Ed.), 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Jones J.G. Australia's Caenozoic drift. - Nature, 1971, v.230, N 5291.
- Joplin G.A. The Ben Bullen plutonic complex, New South Wales. - J. Roy. Soc. New South Wales., 1937, N 70.
- Joplin G.A. On the association of albitites and soda aplites with potash granites in the Precambrian and older Paleozoic of Australia. - J. Proc. Roy. Soc. New South Wales, 1956, v. 90, N 2.
- Joplin G.A. An apparent magmatic cycle in the Tasman geosyncline. - J. Geol. Soc. Australia, 1962, v.9, pt 1.
- Joplin G.A. Chemical analyses of Australian rocks. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1963, pt 1, N 65.
- Joplin G.A. A petrography of Australian igneous rocks. Sydney, 1964, N.Y., 1968.
- Joplin G.A. A petrography of Australian metamorphic rocks. London, Sydney, 1968.
- Kalix Z., Frazer L.M., Ramxon R.I. Australian mineral industry: production and trade, 1842-1964. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1966, N 81.
- Keyser F., de. The Palmerville fault - a "fundamental" structure in North Queensland. - J. Geol. Soc. Australia, 1963, v. 10, pt 1.
- Keyser F., de, Bayly M.B., Wolff K.W. Silurian of the Chillagoe area. - J. Geol. Soc. Australia, 1960, v.7, pt 1.
- Keyser F., de, Wolff K.W. The geology and mineral resources of the Chillagoe area, Queensland. - Bull. Bur. Mineral Resources Geol. Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1964, N 70.
- Keyser, de, Lucas K.G. Geology of the Hodgkinson and Laura basins, North Queensland. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1968, N 84.

- King D., Blissett A.H. A statistical and geological review of the Zeehan silver-lead mines, West, Tasmania. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1968, N 228.
- King H.F., O'Driscoll E.S. The Broken Hill Lode. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- King H.F., Thomson B.P. The Geology of the Broken Hill district. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Kraitzer I.C. Chemical treatment of monazite sand. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1963, N 205.
- Kraitzer I.C. Chemical processing of monazite. - Queensland, Govt. Mining J., 1964, v.65, N 755.
- Kriewaldt M.J.B. Kalgoorli, West, Australia. Geol. Surv. West Australia, 1970, sheet SF/51-9, 1:250 000, Explanatory Notes.
- Kyte W.J. Ore treatment at Peko Mines N.L., Tennant Creek. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurg., 1969, N 229.
- Laeter J.R., Trendall A.F. The age of the Copper Hills porphyry. - Annual Rept Geol. Surv. W. Australia, 1970.
- Lake George mine at Captain's Flat. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Layton W.D., Aust M.I. Prospects of off-shore mineral deposits on the eastern seaboard of Australia. - Mining Mag., 1966, v.115, N 5.
- Lawrence L.J. A mineragraphic study of Mount Morgan coppergold ore. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1967₁, N 223.
- Lawrence L. J. Sulphide neomagmas and highly metamorphosed sulphide deposits. - Mineral. Deposita, 1967₂, v.2, N 1.
- Lawrence L.J. The mineralogy and genetic significance of a Consols-type vein in the Main Lode Horizon, Broken Hill, N.S.Wales. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1968, N 226, pt 1.
- Lawrence L.J., Markham N.Z. The petrology and mineralogy of the pegmatite complex at Bismuth, Torrington, New South Wales. - J. Geol. Soc. Australia, 1963, v.10, pt 1.
- Lawrence L.J., See G.T. Davidite from Mt. Isa-Cloncurry district Queensland. - Econ. Geol., 1957, v.52, N 1.
- Leggo P.J., Compston W., Trandall A.F. Radiometric ages of some Precambrian rocks from the North West division of Western Australia. - J. Geol. Soc. Australia, 1965, v.12, pt 1.
- Lewis B.R., Forward P.S., Roberts J.B. Geology of Broken Hill lode reinterpreter. - Geology of Australian ore deposits, McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Liddy J.C. The jaspilite iron ores of Australia. - Econ. Geol., 1968, v. 63, N 7.
- Liddy J.C. Molybdenite in Australia. - Austral. Mining J., 1970, v.62, N 10.
- Liddy J.C. Molybdenite in eastern Australia. - Mining Mag., 1971, v.124, N 1.
- Lithium find for western mining. - Mining J., 1968, v.270, N 6916.
- Lockhard J.R. Whitstick - molybdenite and bismuth mines. - Geology of Australian ore deposits, Edwards A.B. (Ed.), 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Loftus-Hills G., Solomon M. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. - Mineral. Deposita, 1967, v.2, N 3.
- Loftus-Hills G., Solomon M., Hall R.J. The structure of the bedded rocks west of Rosebery, Tasmania. - J. Geol. Soc. Austral., 1967, v.14, pt 2.
- Lyall K.D. Investigations into sulfide mineralization at Mount Isa. Queensland. - Econ. Geol., 1966, v.61, N 6.
- Malone E.J. Pine Creek, Northern Territory, Geol. Surv. Northern Territory, 1962, sheet D/52-8, 1:250 000. Explanatory Notes.
- Markham N.L. Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te. - Econ. Geol., 1960, v.55, N 6-7.
- Markham N.L. An interpretation of the Mt. Lyell copper ore paragenesis. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1962, N 206.
- Markham N.L. Betekhtinite from Mt. Lyell, Tasmania. - Mineral. Deposita, 1968, v.3, N 2.
- Markham N.L. Some genetic aspects of the Mt. Lyell mineralisation. - Mineral. Deposita, 1968, v.3, N 3.

- Marsden M.A.H. The Devonian history of North-Eastern Australia. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1972, v.19, pt 1, N 1.
- Matheson H.J., Searl R.A. Mary Kathleen uranium deposit, Mt. Isa-Cloncurry district, Queensland Australia. - *Econ. Geol.*, 1956, v.51, N 6.
- McAndrew J., Scott J.R. Stillwellite, a new rare earth mineral from Queensland. - *Nature*, 1955, v. 176.
- McClatchie L. Copper mineralization in the Lachlan Geosyncline, New South Wales. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1970, N 236.
- McDonald J. Some effects of deformation on sulphiderich layers in lead-zinc ore bodies, Mount Isa, Queensland. - *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 3.
- McDougall I. The geochronology of the igneous rocks of Eastern Queensland. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1968, v. 15, pt 2.
- McDougall I., Leggo P.J. Isotopic age determinations on granitic rocks from Tasmania. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1965, v.12, pt 2.
- McDougall I., Dunn P.R., Compston W., Webb A.W., Richards J.R., Bofinger V.M. Isotope age determination on Precambrian rocks of the Carpentaria region, Northern Territory, Australia. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1965, v.12, pt 1.
- McLeod I.R. Beryllium. - *Australian Mineral Industry: The mineral deposits*, McLeod (Ed.). - *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys.*, Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1965, N 72.
- McLeod I.R. Feldspar and cornish stone. - *Australian Mineral Industry: The mineral deposits*, McLeod (Ed.). *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys.* Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1965, N 72.
- McLeod I.R. Tantalum and columbium. - *Australian Mineral Industry: The mineral deposits*, McLeod (Ed.). *Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys.*, Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1965, N 72.
- McLeod W.N. The geology and iron deposits of the Hamersley Range area, Western Australia. - *Bull. Geol. Surv. W. Australia*, 1966, N 117.
- McLeod I.R., Miezitis J. Mineral deposits. Atlas of Australian resources. Second Series, Second ed. Canberra, 1965.
- McMath J.C. Tantalum deposits of the Pilbara District. Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5th Empire Mining and Metallurg. Congr., Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Meyers N.A. Carpentaria basin. - *Rept Geol. Surv. Queensland*, 1969, N 34.
- Minefield assays. - *Mining J.*, 1971, v. 276, N 7083.
- Mineral resources of Australia, Summary reports: Zirconium, 1951, N 1; Bismuth, 1946, N 9; Beryllium, 1945, N 18; Tantalum and Columbium, 1948, N 19; Cadmium, 1947, N 21; Lithium, 1949, N 25; Minor metals, 1949, N 35. *Commonwealth Australia, Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys.*
- Mineral sands in 1971. - *Industr. Minerals*, 1972, N 58.
- Mining J. Annual Rev. - London, 1960-1971.
- Mining trends at Mount Isa. - *Mining Mag.*, 1967, v.116, N 2.
- MKU not to recover rare earths. - *Industr. Minerals*, 1968, N 10.
- MKU defers rare earths recovery. - *Industr. Minerals*, 1969, N 19.
- Moreton J.L. Discovery mining of wolfram-molybdenite-bismuth pipes at Wolfram Camp. - *Queensl. Govt Mining J.*, 1967, v.68, N 786.
- Morgan J.W. The simultaneous determination of rhenium and osmium in rocks by neutron activation analysis (Canberra, Australia) *Analyt. Chem. Acta*, 1965, v. 32.
- Morgan J.W., Lovering J.F. Rhenium and osmium abundances in some igneous and metamorphic rocks. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, v.3, N 3.
- Morgan J.W., Lovering J.F., Ford R.J. Rhenium and nonradiogenic osmium in Australian molybdenites and other sulfide minerals by neutron activation analysis. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1968, v. 15, pt 2.
- Mulkolland C.St. J. Torrington tin and wolfram deposits. - *Geology of Australian ore deposits*. Edwards A.B. (Ed.). 5th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v. 1.
- Murphyores sells mineral sand assets to Signal. - *Industr. Minerals*, 1970, N 28.
- Murray D.G., Chapman F.E. The occurrence of rubidium, caesium and thallium in some Western Australian micas. - *J. Roy. Soc. W. Australia*, 1931, v. 17, N 1.

- Naracoopa rutile's new parent. - *Industr. Minerals*, 1970, N 32.
- New Australian upgrading process for ilmenite develops synthetic rutile. - *Engng Mining J.*, 1969, v. 170, N 3.
- Newman R.K. The nature of Australian rutile and zircon concentrates. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1963, N 205.
- New tin and tantalite deposits. - *Mining and Minerals Engng*, 1969, v.5, N 4.
- Newton-Smith J. Tin bearing pegmatites in the Norseman area. - *Annual Report Geol. Surv. W. Australia*, 1969. Perth, 1970.
- Nickel E.H., Rowland J.F., McAdam R.C. Wodginite - a new tin-manganese tantalite from Wodgina, Australia and Bernic Lake, Manitoba. - *Canad. Mineralogist*, 1963, v.7, N 2.
- Noakes L.C. A geological reconnaissance of the Katherine Darwin Region, Northern Territory. - *Bull. Bur. Mineral Resources Australia*, 1949, N 16.
- Non-ferrous metal works of the world, London, 1967.
- O'Driscoll D. The Norseman Field. - *Geology of Australian ore deposits*. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Opik A.A. Cambrian paleogeography of Australia. *Internat. Geol. Congr.*, 20-th Session, El Sistema Cambrico. Symp., pt 2. Mexico, 1956.
- Ostic R.G., Russell R.D., Stanton R.L. Additional measurement of the isotopic composition of lead from stratiform deposits. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, v.4, N 2.
- Oversby B. Palaeozoic plate tectonics in the Southern Tasman geosyncline. - *Nature Phys. Sci.*, 1971, v. 234, N 46.
- Overseas Trade, Canberra, 1968/1969, Bull. N 66.
- Overstreet W.C. The geologic occurrence of monazite. Australia, New Zealand and Antarctica - *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, N 530, 1967.
- Packham G.H. Sedimentary history of part of the Tasman geosyncline in South-Eastern Australia. - *Internat. Geol. Congr. Rept 21-st Session*, Norden, 1960, pt 12. Copenhagen, 1960.
- Packham G.H., Conolly J.R. Tectonics and sedimentation in southern and central highlands fold belt. *The Geology of New South Wales*. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1969, v. 16, pt 1.
- Parkin L.W. Radium Hill uranium mine. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurgy Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Parkin L.W., Glasson K.R. The geology of Radium Hill uranium mine, South Australia. - *Econ. Geol.*, 1954, v. 49, N 8.
- Pattern of zircon use may change. - *Industr. Minerals*, 1969, N 16.
- Peko's bismuth output. - *Mining Mag.*, 1971, v. 124, N 2.
- Peko's goal is N 1 bismuth producer. - *World Mining*, 1971, v. 24, N 1.
- Phillips E.K., Ransom D.M., Vernon R.H. Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at Broken Hill, New South Wales. - *Mineral. Mag.*, 1972, v. 38, N 297.
- Pidgeon R.T. A rubidium-strontium geochronological study of Willyama complex, Broken Hill, Australia. - *J. Petrol.*, 1967, v.8, N 2.
- Planet Metals plan offshore mining operations. - *Engng Mining J.*, 1971, v. 172, N 1.
- Planet Metals offshore rutile-zircon find. - *Industr. Minerals*, 1971, N 40.
- Plimer J.R. The petrology and mineralogy of the Whipstick molybdenite-bismuthinite mines, Pambula district N.S.W. - *Proc. Australas Inst. Mining and Metallurgy*, 1968, N 227.
- Präkambrium. Teil II. Südliche Halbkugel, *Handbuch der stratigraphische Geologie*, Bd. 13. Stuttgart, 1968.
- Pratt R. Tantalum and Columbium. - *Australian Mineral Industry. Review*. 1965. Canberra, 1966.
- Present and potential sources of rare earth minerals. - *Industr. Minerals*, 1968, N 14.
- Prider R.T. Igneous activity, metamorphism and ore formation in Western Australia. - *J. Proc. Roy. Soc. W. Australia*, 1948, v.31, N 1.
- Prider R.T. The "greenstones" of south-western Australia. - *J. Proc. Roy. Soc. W. Australia*, 1961, v.44, N 1.
- Prider R.T. Geology and mineralization of the West Australian shield. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v. 1.
- Prider R.T. Nickel in Western Australia. - *Nature*, 1970, v. 226, N 5247.
- Producers prefer stable zircon prices. - *Industr. Minerals*, 1970, N 35.
- Queensland Government Mining Year Book, Brisbane, 2 ed. 1968.

- Ranson D.M. The relationship of orebody shape to country rock structure in the southern half of the Broken Hill Lode. - J. Geol. Soc. Australia, 1968, v. 15, pt 1.
- Rare-earth elements. - Mineral facts and problems (Bull. U.S. Bur. Mines), 1970.
- Rare earths from Queensland tailings. - Mining J., 1968, v.270, N 6920.
- Rayner E.O. The mineral industry of New South Wales. - Beryllium. - Bull. Geol. Surv. N.S.Wales, 1958, N 6.
- Rayner E.O. The copper ores of the Cobar region, New South Wales. - Mem. Geol. Surv. N.S. Wales, 1969, N 10.
- Rayner E.O., Hall L.R. The feldspar-beryl mica deposits of the Egebek area, Broken Hill. - Annual Rept Dept Mineral Resources, N.S.Wales, 1955, N 1.
- Reno N.T. Rhenium. - Mineral facts and problems (Bull. U.S. Bur. Mines), 1970.
- REO plant for Australia. - Metal Bull., 1968, N 5314.
- REO plant planned at Port Pirie. - Industr. Minerals, 1968, N 11.
- Rhenium at Mount Mulgine. - Austral. Mining, 1970, v.62, N 10.
- Rhodes J.M. The geological relationship of the Rum Jungle complex, Northern Territory. - Rept Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., 1965, N 89.
- Richards J.R. Some Rb-Sr measurements on granites near Mount Isa. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1966, N 218.
- Richards J.R. The isotopes at Dugald River and Mount Isa, Australia. - Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, N 1.
- Richards J.R., Cooper J.A., Webb A.W. Potassium-argon ages on micas from the Precambrian region on Northwestern Queensland. - J. Geol. Soc. Australia, 1963, v. 10, pt 2.
- Richards J.R., Pidgeon R.T. Some age measurements on micas from Broken Hill, Australia. - J. Geol. Soc. Australia, 1963, v.10, pt 2.
- Richards J.R., Berry H., Rhodes J.M. Isotopic and lead-alpha ages of some Australian zircons. - J. Geol. Soc. Australia, 1966₁, v.13, pt 1.
- Richards J.R., White D.A., Webb A.W. Chronology of the acid igneous rocks of North Queensland, Australia. - Earth Planet. Sci. Letters, 1966₂, v.1, N 3.
- Richards J.R., White D.A., Webb A.W., Branch C.D. Isotopic ages of acid igneous rocks in the Cairns Hinterland, North Queensland. - Bull. Mineral Resources Geol. Geophys., Dept Nat. Developm Commonwealth Austral., 1966₃, N 88.
- Richards S.M. The banded iron formations at Broken Hill, Australia, and their relationship to the lead-zinc orebodies. - Econ. Geol., 1966, v. 61, N 1.
- Riley G.H. Rhenium concentration in Australian molybdenites by stable isotope dilution. - Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v.31, N 9.
- Roberts H.G., Halligan R., Playford P.E. Mount Ramsay, Western Australia, Geol. Series, Western Australia, 1968, sheet SE/52-9 1:250 000. Explanatory Notes.
- Rose G. Broken Hill 1:250 000. Geology Series Sheet SH/54-14. Provis. Ed. Geol. Surv. N.S. Wales, 1968.
- Russell R.D., Farquhar R.M. Dating galenas by a means of their isotopic constitutions. - Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v.19, N 1.
- Russell R.D., Hawley J.E. Isotopic analyses of leads from Broken Hill, Australia, with spectrographic analyses. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, v. 38, N 3.
- Russell R.T., Lewis B.R. Gold and copper deposits of the Cobar district. - Geology of Australian ore deposits, McAndrew J. (Ed.). 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Russell R.E. Rationalization of geochronology and structure of Mount Isa. Discussion. - Econ. Geol., 1972, v.67, M 8.
- Rutile production exceeds 350 000 tons. - Industr. Minerals, 1970, N 32.
- Rutile to be produced in W. Australia. - Industr. Minerals, 1972, N 54.
- Ryan G.R. The geology and mineral resources of the Hatches Creek wolfram field Northern Territory. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1961, N 6.
- Ryan G.R. The geology of the Pilbara Block, Western Australia. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1965, N 214.
- Ryan G.R. 1:250 000 Geological Series explanatory notes, 1966.
- Segnit E.R. Petrology of the Zinc Lode, New Broken Hill, N.S. Wales. - Proc. Australas Inst. Mining and Metallurgy, 1961, N 199.

- Seleka's beryllium goes to U.S. firm. - *Metals Week*, 1973, v.44, N 5.
- Selenium (World). - *Mineral Trade Notes*, 1972, v.69, N 10.
- Sillotoe R.H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. - *Econ. Geol.*, 1972, v.67, N 2.
- Simpson E.S. Tellurides of gold. - *Bull. Geol. Surv. W.Australia*, 1902, v.6.
- Simpson E.S. Detailed mineralogy of Kalgoorlie and Boulder with special reference to the ore deposits. - *Bull. Geol. Surv. W. Australia*, 1912, v.42.
- Singleton O.P. Geology and mineralization of Victoria. *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v. 1.
- Smith K.G., Steward J.R., Smith J.W. The regional geology of the Davenport and Murchison Ranges, Northern Territory. - *Rept Bur. Mineral Resources Austral.*, 1961, N 58.
- Smith W.D. The broader aspects of secondary mineralization at Mount Isa, Queensland. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurg.* 1966, N 217.
- Smith W.D. The Ewen-Kalkadoon granite time relationship in Northwest Queensland. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurg.*, 1967, N 223.
- Snelling N.J. The geology and petrology of the Murrumbidgee batholith. - *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1960, v.116, pt 2, N 462.
- Sofoulis J. Booralbin Western Australia, Geol. Serv. Western Australia, 1963, sheet SH-51-13, 1:250 000. Explanatory Notes.
- Sofoulis J. Wigiemootha, 1:250 000 Geological Series explanatory notes. W.Australia. Sheet SH-51-14, 1966.
- Solomon M. The tectonic history of Tasmania. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1962, v.9, pt 2.
- Solomon M. Geology and mineralization of Tasmania. *Geology of Australian ore deposits*. - McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Solomon M., Elms R.G. Copper ore deposits of Mt. Lyell. *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Solomon M., Groves D.I., Klominsky J. Metallogenic provinces and districts in the Tasman orogenic zone of Eastern Australia. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurg.*, 1972, N 242.
- Solomon M., Rafter T.A., Jensen M.L. Isotope studies on the Rosebery, Mount Farrell and Mount Lyell ores, Tasmania. - *Mineral. Deposita*, 1969, v.4, N 2.
- Solomon P.J. Investigation into sulfide mineralization at Mount Isa, Queensland. - *Econ. Geol.*, 1965, v.60, N 4.
- Spencer L.J. Mineralogical notes on Western Australian tellurides: the non-existence of "kalgoorlite" and "coolgerdite" as mineral species. - *Mineral. Mag.*, 1903, v.13.
- Spotlight on mineral sands. - *Mining J.*, 1968, v.270, N 6927.
- Spratt R.N. Uranium ore deposits of Rum Jungle. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Sprigg R.C., Campana B. The age and facies of the Kanmantoo group eastern Mt. Lofty ranges and Kangaroo Island, South Australia. - *Austral. J. Sci.*, 1953, v.16, pt 1.
- Sprigg R.C., Wilson R.B. The Musgrave Mountain belt in South Australia. - *Geol. Rundschau*, 1959, Bd. 47, H.2.
- Sproll W.P., Dietz R.S. Morphological continental fit of Australia and Antarctica. - *Nature*, 1969, v.222, N 5191.
- Spry A. Precambrian. - *Geology of Tasmania*. A. Spry a.M.R. Banks (Eds.). *J. Geol. Soc. Australia*, 1962, v.9, pt 2.
- Spry A. The chronological analysis of crystallization and deformation of some Tasmanian Precambrian rocks. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1963, v.10, pt 2.
- Staines H.R.E. Mount Morgan Copper and Gold mine. *Geology of Australian ore deposits*. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Stanton R.L. A preliminary account of chemical relationship between sulfide lode and "Banded Iron Formation" at Broken Hill, New South Wales. - *Econ. Geol.*, 1972, v.67, N 8.
- Stanton R.L., Rafter T.A. The isotopic constitution of sulphide in some stratiform lead-zinc sulphides ores. - *Mineral. Deposita*, 1966, v.1, N 1.

- Stanton R.L., Rafter T.A. Sulfur isotope ratios in coexisting galena and sphalerite from Broken Hill, New South Wales. - *Econ. Geol.* 1967, v. 62, N 8.
- Stanton R.L., Richards S.M. The abundance of lead, zinc, copper and silver at Broken Hill. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1969, N 198.
- Stewart J.R. Middle Proterozoic volcanic rocks in the Katherine - Darwin area, Northern Territory. - *Rept Commonwealth Australia. Dept Nat. Developm. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys.*, 1965, N 90.
- Stewart J.R. The search for uranium in Australia. *Queensl. Govt Mining J.*, 1966, v.67, N 782
- Stillwell F.L. The occurrence of telluride minerals at Kalgoorlie. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1931, N 84.
- Stillwell F.L. The occurrence of tellurides at Norseman, Western Australia. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1944, N 135.
- Stillwell F.L. Ore specimens from the Blue Spec Mine, Nullagine, Western Australia. - *C.S.I.R.O. Mineragraphic Rept.*, 1947, N 354.
- Stillwell F.L. Tellurides in Western Australia. - *Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, 1953, v.1.
- Stillwell F.L. Petrology of the Broken Hill Lode and its bearing on ore genesis. - *Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy*, 1959, N 190.
- Sullivan C.J. Katherine-Darwin metalliferous province. *Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, 1953₁, v.1.
- Sullivan C.J. Hatches Creek Wolfram Field. - *Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, 1953₂, v.1.
- Sullivan C.J., Ivanac J.F. Tennant Creek Goldfield. - *Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, 1953, v.1.
- Sullivan C.J., Matheson R.S. Uranium-copper deposits, Rum Jungle, Australia. - *Econ. Geol.*, 1952, v. 147, N 7.
- Summary of Queensland mining in 1967 - *Queensland Govt Mining J.*, Yearbook, 2 ed. 1968.
- Synthetic rutile successfully used. - *Industr. Minerals*, 1969, N 26.
- Tantalum Mining proceeds with Goldrim option. - *North. Miner.*, 1969, v.51, N 269.
- Tauber E., James R.Y. Zircon and its uses. - *J.Austral. Ceram. Soc.*, 1971, v. 7, N 2.
- Taylor R.G. The relationship between structure and orebody type in the Ardlethan tinfield, N.S.W. - *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 1.
- Taylor R.G., Steveson B.G. An analysis of metal distribution and zoning in the Herberton Tinfield, North Queensland. - *Ecom. Geol.* 1972, v.67, N 8.
- Tectonic map of Australia. Scale 1:253 4400. - *Bur. Mineral. Resources*, 1960.
- Tellurium. - *Queensland Govt Mining J.*, 1967, v. 68, N 785.
- The Australian mining, metallurgical and mineral industry. Woodcock J.Z. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.3.
- Thomas D.E., Singleton O.P. The Cambrian stratigraphy of Victoria. *Internat. Geol. Congr. Mexico, 20-th Session, El sistema Cambrico, Symposium, pt 2, Mexico*, 1956.
- Thomson R.M. Frobergite, a new member of the marcasite group. - *Univ. Toronto Studies, Geol. ser.*, 1947, v. 51.
- Thompson R.M. The telluride minerals and their occurrence in Canada. - *Amer. Mineralogist*, 1949, v.34, N 10.
- Thomson B.P. Geology and ore occurrence in the Cobarr District. - *Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, 1953, v.1.
- Thomson B.P. Geology and mineralization of South Australia. *Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand*, 1965, v.1.
- Thomson B.P. The lower boundary of the Adelaide System and older basement relations in South Australia. - *J.Geol. Soc. Australia*, 1966, v.13, pt 1.

- Thomson B.P. The Barrier ranges. Post-Willyama sediments.- J.Geol. Soc. Australia, 1969, v. 16, pt.1.
- Thomson B.P., Horwitz R.C. Cambrian-Precambrian unconformity in Sellick/Hill-Normanville area of South Australia. - Austral. J.Sci., 1961, v.24, N 40.
- Thomson B.P., Coats R.P., Mirams R.G., Dalgarno G.R., Johnson J.E. Precambrian rock groups in the Adelaide Geosyncline; a new subdivision.- Quart. Notes Geol. Surv. S. Australia, 1964, N 9.
- Tin and tantalite. - Mining J., 1970, v.274, N 7025.
- Titanium sands plant-Mining Mag., 1971, v.124, N 5.
- Traves D.M. The geology of the Ord-Victoria region Northern Australia. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1955, N 27.
- Uranium and rare earths metals in Australia. - Mining J., 1968, v.271, N 6935.
- Uranium plant at Port Pirie. - Austral. Mining, 1968, v. 60, N 8.
- Veevers J.J. The phanerozoic geological history of North-West Australia.- J.Geol. Soc. Australia, 1967, v.14, N 2.
- Veevers J.J., Jones J.G., Talent J.A. Indo-Australian stratigraphy and configuration and dispersal of Gondwanaland. - Nature, 1971, v.229, N 5284.
- Vernon R.H. Archaean or Lower Proterozoic rocks. The Willyama complex, Broken Hill area. - J. Geol. Soc. Australia, 1969, v. 16, pt 1.
- Vernon R.H., Williams K.L. Bertrandite from Mica Creek, Queensland. - Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, N 11/12.
- Voisey A.H. Geological structure of the eastern Highlands in New South Wales. Geology of Australian ore deposits. Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Voisey A.H. Australian Geosynclines. - Austral. J.Sci.; 1959, N 5.
- Voisey A.H. Geology and mineralization of eastern New South Wales. - Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Voisey A.H. The New England region. - J.Geol. Soc. Australia, 1969, v. 16, pt 1.
- Vokes F.M. Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits. - Mineral. Deposita, 1971, v.6, N 2.
- Vultan reserves upgraded. - Mining J., 1970, v. 275, N 7050.
- Vultan tin-tantalite ore. - Mining J., 1970, v. 275, N 7040.
- W.A.expansion in the South-West. - Mining J., 1969, v.273, N 6999.
- W.A. tin-tantalite venture. - Mining J., 1969, v.272, N 6970.
- W.A. xenotime plant. - Mining J., 1968, v.271, N 6939.
- Wade M. Preservation of soft-bodied animals in Precambrian sandstones at Ediacara South Australia - Lethaia, 1968, v.1, N 3.
- Wade M. Medusae from uppermost Precambrian or Cambrian sandstones, Central Australia. - Palaeontology, 1969, v. 12, pt 3.
- Wade M. Solomon M. Geology of the Mt. Lyell mines Tasmania. - Econ. Geol., 1958, v.53, N 2.
- Walpole B.P., Smith K.G. Geochronology of proterozoic granites in Northern Territory, Australia, pt 2. Stratigraphy and structure. - Bull. Geol. Soc. America, 1960, v.72, N 5.
- Walpole B.P., Roberts H.G., Forman D.J. Geology of the Northern Territory in relation to mineralization. - Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Walpole B.P., Crohn P.W. The Katherine-Darwin metalliferous province. Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Walpole B.P., Crohn P.W., Dunn P.R. Randal M.A. Geology of the Katherine-Darwin Region Northern Territory. - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1968, N 82.
- Ward J. Australian resources of mineral sand. - Austral. Mineral Industry, 1972, v.25, N 1.
- Ward J. Heavy-mineral beach sands of Australia. - Geology of Australian ore deposits. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Ward J. Prospects for Australian zircon. - Austral. Mineral Industry, 1966, v.19, N 1.

- Ward C.R., Wridht-Smith C.N., Taylor N.P. Stratigraphy and structure of the northeast part of the Barrier Ranges, New South Wales. - J. and Proc. Roy. Soc. N.S.Wales, 1969, v.102, pt 1.
- Webb A.W. Metallogenic epochs in Eastern Queensland. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1969, N 230.
- Webb A.W., Cooper J.A., Richards J.R. K-Ar ages on some Central Queensland granites. - J.Geol. Soc. Australia., 1963, v.10, pt 2.
- Webb A.W., McDougall Y.V. Granites of Lower Cretaceous age near Eungella, Queensland. - J. Geol. Soc. Australia, 1964, v.11, pt 1.
- Webb A.W., McDougall J. The geochronology of the igneous of Eastern Queensland. - J.Geol. Soc. Australia, 1968, v. 15, pt 1.
- Webby B.D. Late Precambrian trace fossils from New South Wales. - Lethaia, 1970, v. 3, N 1.
- Welch B.K. The ilmenite deposits of Geographer Bay. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1964, N 211.
- Wells A.T., Forman D.J., Ranford L.C. The geology of the north-western part of the Amadeus Basin, Northern Territory. - Rept Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., 1965, N 95.
- Wells A.T., Ranford L.C., Cook P.J., Forman D.J. The Geology of the Amadeus Basin. - Bull. Bur. Mineral Resources Austral., 1967₁, N 100.
- Wells A.T., Ranford L.C., Cook P.J., Stewart A.J., Shaw R.D. The geology of the north-eastern part of the Amadeus Basin, N.T. - Rept Bur. Mineral Resources Austral., 1967₂, N 113.
- Western Mining's lithium find. - Industr. Minerals, 1969, N 7.
- Western Titanium at capacity. - Industr. Minerals, 1970, N 30.
- White D.A. Geological history of the Cairns-Townsville Hinterland, North Queensland. - Rept Bur. Mineral Resources Austral., 1961, N 59.
- White D.A. Georgetown, Queensland, Geol. Surv. Queensland, 1962. Sheet E/54-12 1;250 000. Explanatory Notes.
- White D.A. The geology of the Georgetown (Clarke-river area, Queensland). - Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., 1965, N 71.
- White D.A., Wyatt D.H. Silurian of the Upper Burdekin River Valley. - J. Geol. Soc. Australia, 1960, v.7, pt 1.
- Whitworth H.F. The zircon-rutile deposits on the beaches of the east coast of Australia with special reference to their mode of occurrence and the origin of the minerals. - Dept Mines Techn. Rept, New South Wales, 1956, v.4, N 1.
- Wilkinson J. F. G. Some aspects of the alpine-type serpentinites of Queensland. - Geol. Mag., 1953, v. 90, N 4.
- Williams D. Vulkanismus und Erzlagerstätten. - Bergakademie, Berlin, 1965, Bd. 17, H.10.
- Williams D.A.C., Hallberg J.A. Archaean layered intrusions of the eastern goldfields' region, Western Australia. - Contribs Mineral. and Petrol., 1973, v. 39, N 1.
- Williams P.F. Structural analysis of the Little Broken Hill area, New South Wales. - J. Geol. Soc. Australia, 1967, v.14, pt 1.
- Wilson A.F. Advances in the knowledge of the structure and petrology of the Precambrian rocks in South-Western Australia. - J. Proc. Roy. Soc. W.Australia, 1958₁, v.41, N 2.
- Wilson A.F. The charnockitic rocks of Australia. - Geol. Rundschau, 1958₂, Bd. 47, H.2.
- Wilson A.F. The charnockitic granites and associated rocks of Central Australia. - Trans. Roy. Soc. S. Australia, 1960, v. 83.
- Wilson A.F. Metamict allanite from pegmatites cutting basic charnokites granulites in the Fraser Range, Western Australia. - J.Roy. Soc. W.Australia, 1966, v.49, N 3.
- Wilson A.F. Geological report on granites in West Africa. Proc. Sympos. on the Granites of West Africa (Ivory Coast, Nigeria, Camerun), UNESCO, 1968.
- Wilson A.F. The pyroxene granulites and associated gabbros of the Fraser Range Western Australia, and their economic significance. - Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1969, N 231.
- Wilson A.F., Compston W., Jeffery P.M., Riley G.H. Radioactive ages from the Precambrian rocks in Australia. - J. Geol. Soc. Australia, 1960, v.6, pt 2.
- Wilson A.F., Compston W., Jeffery P.M. Radioactive ages from the Precambrian rocks in Australia. Geochronology of rock systems. N.Y., 1961.

- Wilson A.P., Green P.C., Davidson L.R. The use of oxygen isotope geothermometry on the granulites and related intrusives, Musgrave ranges, Central Australia. - *Contribs Mineral and Petrol*, 1970, v.27, N 2.
- Wolfram Camp. - *Geology of Australian ore deposits*, Edwards A.B. (Ed.). 5-th Empire Mining and Metallurg. Congr, Australia and New Zealand, 1953, v.1.
- Woodall R. Structure of the Kalgoorlie Goldfield. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Woodcock J.T. Mineral processing progress in Australia 1970. Part II.- *Austral. Mining*, 1971, N 9.
- World largest mobile mineral sands concentrator operating in Australia - *Engng Mining J.*, 1969, v.170, N 1.
- World zircon producers. - *Industr. Minerals*, 1969, N 16.
- World's biggest mobile mineral sands concentrator - *Mining and Minerals Engng*, 1969, v.5, N 2.
- Wright K. Copper ore deposits of the Peco mine, Tennant Creek. - *Geology of Australian ore deposits*. McAndrew J. (Ed.). 8-th Commonwealth Mining and Metallurg. Congr. Australia and New Zealand, 1965, v.1.
- Wynn D.W. Recent developments in beryl mining in the Broken Hill district. - *Dept Mining N.S. Wales Techn. Rept.*, 1961, v.7.
- Xenotime recovery at Capel. - *Industr. Minerals*, 1968, N 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА	3
ВВЕДЕНИЕ	5
Часть первая. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	7
Глава I. КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ	7
Глава II. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	10
Глава III. АВСТРАЛИЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА	11
Западно-Австралийский щит	11
Ядро Йилгарн	12
Ядро Пилбара	16
Срединный пояс	19
Блоки Кимберли и Стерт	20
Центрально-Австралийский щит	24
Блок Аранта	24
Прогиб Амадиес	24
Блок Масгрейв	28
Складчатые сооружения нижнего протерозоя	29
Складчатая структура Пайн-Крик	29
Складчатый пояс Теннант-Крик	32
Восточные краевые блоки	33
Складчатый пояс Маунт-Айза	33
Блок Джорджтаун	37
Глава IV. ЮЖНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ЩИТ И АДЕЛАИДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ	41
Блок Голер	41
Аделаидская складчатая область	43
Срединный массив Брокен-Хилл	49
Структуры Аделаидской складчатой области	50
Глава V. ТАСМАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ	52
Лакланская складчатая система	53
Стратиграфия	53
Тектонические структуры	63
Складчатая система Новой Англии	68
Стратиграфия	68
Тектонические структуры	71
История развития Тасманской складчатой области	73
Глава VI ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ	75
Ядро Пилбара	75
Ядро Йилгарн	76

Древние (синкинематические) граниты	77
Молодые (посткинематические) граниты	78
Блок Кимберли	83
Складчатая структура Пайн-Крик	83
Блоки Аранта, Масгрейв и Маунт-Айза	87
Срединный массив Брокен-Хилл	90
Блок Джорджтаун	91
Тасманская складчатая область	91
Глава VII. ПОЛОЖЕНИЕ АВСТРАЛИИ В СТРУКТУРЕ КОНТИ- НЕНТОВ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ	99
Часть вторая. ЭНДОГЕННЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТО- РОЖДЕНИЯ	102
Глава VIII. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ АВСТРАЛИИ.	102
Глава IX. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ЩИТА	108
Редкометальные пегматиты и золото-теллурические месторождения	108
Провинция Пилбара	108
Провинция Йилгарн	118
Редкометальные гранитные пегматиты в активизиро- ванных зонах блока Йилгарн	129
Глава X. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗОЛИРОВАННЫХ БЛОКОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД	130
Редкометальные пегматиты	130
Провинция Кимберли-Дарвин	130
Провинция Аранта	131
Провинция Масгрейв	132
Глава XI. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ	133
Урановые (с редкими землями), медно- и вольфра- мо-висмутовые месторождения	133
Провинция Пайн-Крик	133
Провинция Теннант-Крик	135
Полиметаллические (с кадмием), урановые (с ред- кими землями) месторождения и редкометальные пегматиты	140
Провинция Маунт-Айза	140
Провинция Джорджтаун	152
Провинция Брокен-Хилл	153
Глава XII. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАСМАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	165
Полиметаллические (с кадмием, теллурием, селеном), оловорудные (с индием) и олово-вольфрамо-висмуто- вые месторождения	167
Провинция Лайелл	167
Провинция Матина	175
Вольфрамо-молибдено-висмутовые, оловорудные и полиметаллические (с кадмием или висмутом) место- рождения	175

Провинция Каптинс-Флат	175
Провинция Хербертон	177
Медно-золоторудные (с селеном, теллуrom или висмутом) и молибдено-висмутовые месторождения	179
Провинция Новая Англия	179
Глава XIII. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АВСТРАЛИИ	182
Часть третья. ЭКЗОГЕННЫЕ РЕДКОМЕНТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ)	190
Глава XIV. РОССЫПИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АВСТРАЛИИ (КВИНСЛЕНД И НОВЫЙ ЮЖНЫЙ УЭЛЬС)	191
Коренные источники современных россыпей	191
Образование и характер песчаных месторождений в прибрежно-морской зоне	195
Гранулометрический и минералогический состав песков	200
Содержание и запасы полезных минералов в прибрежной зоне восточного побережья	204
Прибрежные россыпи в Северном Квинсленде и в южной части Нового Южного Уэльса	207
Глава XV. РОССЫПИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ)	208
Глава XVI. ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ ДРУГИХ РАЙОНОВ АВСТРАЛИИ	213
Виктория	213
Тасмания с островами Кинг и Флиндерс	214
Северная Территория	214
Часть четвертая. ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО РЕДКОМЕТАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ АВСТРАЛИИ	216
Глава XVII. СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ И ПРОМЫШЛЕННОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ	216
Глава XVIII. РОЛЬ АВСТРАЛИИ В ЗАПАСАХ, ДОБЫЧЕ И ЭКСПОРТЕ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В КАПИТАЛИСТИЧЕСКОМ МИРЕ.	240
Литература	249

Софья Евгеньевна Колотухина,
Любовь Ивановна Клаповская,
Анна Всеволодовна Рожанец

ГЕОЛОГИЯ И ЭКОНОМИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ АВСТРАЛИИ

Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов.

Редактор Г.Ф. Неманова
Редактор издательства Т.Б. Гришина
Художник С.С. Верховский
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Л.М. Сурикова

Подписано к печати 5/II -74 г. Формат 70x108/16
Бумага офсетная № 1 Усл.печ.л. 24,15
Уч.-изд.л. 26,78 Т - 01723 Тираж 650 экз.
Тип. зак. 821.
Цена 3р. 03 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034,
Ленинград, В-34, 9-линия, 12

Опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
105	13 сл.	риннит	ринкит
146	5 сл.	кварцитовые	кварцевые
159	4 сл.	пиростильфит	пиростильнит

С. Е. Колотухина и др. "Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии"

35. 03k

1057