

Capítulo 3 – SÍNTESE SOBRE COMPLEXOS OFIOLÍTICOS: CONCEITOS E EVOLUÇÃO DO PENSAMENTO GEOLÓGICO

Ofiolitos, e as discussões sobre suas origens e significado na história da Terra, têm sido fundamentais na formulação e estabelecimento de hipóteses e teorias no ramo das ciências naturais. Este assunto se mostra dinâmico desde a sua introdução na literatura geológica...

(Yıldırım Dilek)

3.1 – Definição e sumário da evolução dos conceitos

Ofiolitos são fragmentos de crosta oceânica e manto formados em centros de espalhamento e preservados no continente (Moore 2003).

O termo **ofiolito** (do grego: *ophios* = serpente, e *lithos* = rocha ou pedra) foi utilizado pela primeira vez em 1813, pelo mineralogista francês Alexandre Brongniart, em referência aos serpentinitos de *mélanges*. O termo foi redefinido em 1821 e passou a designar uma suíte magmática, composta por rochas ultramáficas, gabro, diabásio e rochas vulcânicas, descritas na região dos Apeninos (Dilek 2003a). Estudos iniciais, desenvolvidos previamente aos conceitos de Tectônica de Placas, correlacionavam os complexos ofiolíticos a intrusões *in situ* dentro de geossinclinais (e.g. Benson 1926; Steinmann 1905, 1927). A síntese de Steinmann (1927), por exemplo, destacou a ocorrência, nas cadeias montanhosas do Mediterrâneo, de peridotito (serpentinito), gabro e diabásio/espilito em associação com rochas sedimentares de fundo oceânico (e.g. chert, argilito e calcário), interpretando a seqüência como derivada de processos ígneos co-sanguíneos – ou produto de diferenciação magmática – durante a evolução de eugeossinclinais. Esta interpretação levou à formulação do conceito amplamente divulgado e denominado “*Trindade de Steinmann*”, referente a uma seqüência composta por serpentinito – diabásio/espilito – chert. O geólogo australiano W.N. Benson (1926) interpretava as ocorrências de peridotito e serpentinito nas cadeias montanhosas como intrusões plutônicas em rochas sedimentares dobradas de um sistema geossinclinal e utilizou o termo “*Peridotitos do tipo-alpino*” para identificar a seqüência ultramáfica. Esta interpretação, no entanto, diferia daquela apresentada por Steinmann e propunha que peridotitos do tipo-alpino não tivessem uma conexão espacial, temporal e genética com as rochas gabróicas, diabásicas e vulcânicas (espilíticas) comumente encontradas em uma associação ofiolítica. O termo peridotito do tipo-alpino, também conhecido como termo de Benson, se propagou na literatura geológica, na época, em referência aos corpos ultramáficos irregulares a elípticos que ocorriam em cinturões montanhosos, submetidos a processos de diferenciação *in situ*.

Em seu artigo publicado no periódico Geological Society of America – Special Paper 62, resultante do simpósio “*The Crust of the Earth*” (Departamento de Geologia da Universidade de Columbia, Estados Unidos), Hess (1955) criticou o conceito de ofiolito utilizado por Steinmann enfatizando “é confusa a relação entre os diversos membros de uma seqüência ofiolítica frente ao ciclo tectônico”. Fazendo uma correlação entre serpentinitos e peridotitos do tipo-alpino (termo de Benson) aos processos orogênicos e de formação de montanhas, Hess (1955) argumentou que os serpentinitos e as rochas da “Trindade de Steinmann” eram comuns em arcos-de-ilha e que estes representavam um estágio inicial no desenvolvimento de um sistema montanhoso do tipo-alpino. Segundo Dilek (2003a), Hess advogava uma origem em um sistema de arco-de-ilha para a associação máfico-ultramáfica e peridotitos serpentinizados encontrados em sistemas orogênicos. Além disso, Hess sugeriu que a Cadeia Meso-Oceânica do Atlântico representasse uma “orla de serpentina” desenvolvida como resultado de serpentinização e deserpentinização de grandes volumes de peridotito. Este modelo, conhecido como “*Crosta do tipo-Hess*”, sugeria que a maior parte da crosta oceânica fosse composta por serpentinitos e que a interface entre a crosta serpentinizada e o peridotito subjacente representasse a **Descontinuidade Moho**.

Em meados da década de 1960, o reconhecimento de enxames de dique em lençol (*sheeted dikes*) extensionais, da existência de uma unidade mantélica refratária representada por peridotitos com texturas de deformação de alta temperatura, da câmara magmática fóssil (*fossil magma chamber*) em seqüências plutônicas e da natureza alóctona dos ofiolitos, foi essencial para a formulação do modelo de seqüência ofiolítica e da análoga “crosta oceânica-ofiolítica” no contexto da teoria emergente da **Tectônica de Placas**. Esta analogia foi confirmada na Primeira Conferência Penrose sobre ofiolitos, em 1972, com a definição da seqüência pseudo-estratigráfica ideal de um complexo ofiolítico, utilizando-se o enxame de diques em lençol como marcador do processo de espalhamento de fundo oceânico. Nesta época, o desenvolvimento de ofiolitos ao longo das cadeias meso-oceânicas (MOR) antigas era o modelo mais aceito pela comunidade geológica (Dilek 2003a). Estudos geoquímicos de detalhe mudaram esta visão no início da década de 1970 e sugeriam a associação de magmas com zonas de subducção (ZSS). Miyashiro (1973), por exemplo, relacionou a gênese do ofiolito de Troodos (Chipre) com processos de supra-subducção em um sistema de arco-de-ilha. O paradigma envolvendo a conceituação de complexos ofiolíticos, entretanto, somente permitiu a definição de ofiolitos de zona de supra-subducção no início da década de 1980. Estudos petrológicos e geoquímicos sistemáticos de ofiolitos mundiais ao longo das décadas de 1980 e 1990 (eg. Serri 1981, Leterrier *et al.* 1982, Nicolas 1989; Tabela 3.1) demonstraram a importância dos fluidos derivados de zonas de supra-subducção no desenvolvimento dos magmas ofiolíticos; ante-arco, arco embrionário e retro-arco se tornaram os ambientes tectônicos mais amplamente aceitos em uma zona de supra-subducção (Dilek 2003a, Moores 2003, Pearce 2003). Diversas conferências

técnicas, ao longo das três últimas décadas, também foram fundamentais para o entendimento das seqüências ofiolíticas, incluindo os Simpósios de Troodos em 1979 e 1987 (Panayiotou 1980, Malpas *et al.* 1990), a Conferência de Oman em 1990 (Peters *et al.* 1991) e a segunda Conferência Penrose sobre ofiolitos e crosta oceânica– em conjunto com os resultados do Programa *Ocean Drilling* – em 1998 (Dilek *et al.* 2000) (Tabela 3.1).

Tabela 3.1- Sumário histórico da evolução dos conceitos acerca do tema ofiolito à luz da revolução da teoria da Tectônica de Placas. Cronologia engloba o século XX (modificado de Moores 2003).

		OFIOLITOS: EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS	
ALGUMAS NOVAS SUBDIVISÕES TECTÔNICAS	2000	Ofiolitos Pré-Rodínia	Segunda Conferência Penrose e resultados do Programa <i>Ocean Drilling</i>
	1995	Seções incompletas – taxa de espalhamento lenta (<i>slow-spreading</i>) Síntese de Nicolas (1989)	Conferência de Oman
	1990		
	1985	Ofiolitos Pré-Cambrianos Falhamentos em ofiolitos	Segundo Simpósio de Troodos
	1980	Tipos ofiolíticos: Cordilherano vs. Tethyano	
	1980	Síntese de Coleman (1977)	Primeiro Simpósio de Troodos
	1975	Ofiolitos no Pré-Cambriano Miyashiro: “conceito de supra-subducção” Geoquímica do tipo arco	Primeira Conferência Penrose
SUBDIVISÕES GEOLÓGICAS ANTIGAS	1970	Conferência Asilomar: Placas Tectônicas e Orogenia	
	1965	Mélanges	
	1960	Dietz: Serpentinóis alpinos como assoalho oceânico	
	1955	Hess: Serpentinóis e Orogenia	
	1950	Mélanges da Turquia – Bailey & McCallien	
	1945	Geossinclinais norte-americanos	
	1935	Primeira síntese do geólogo Hess	
	1930	Trindade de Steinmann	
	1925	Verschluchung (subducção) nos Alpes	
	1915		
	1910	Ofiolitos de Steinmann e sedimentos profundos	
	1905		
	1900	Cinturões Orogênicos, Ofiolitos e Geossinclinais	

3.2 – Pseudo-estratigrafia de complexos ofiolíticos

A seqüência pseudo-estratigráfica ideal de um complexo ofiolítico foi definida durante a primeira Conferência Penrose sobre ofiolitos, em setembro de 1972. Participantes desta conferência, através de observações de campo em diversas seqüências ofiolíticas no oeste americano e discussões acerca dos modelos europeus, produziram uma publicação contendo a definição e respectiva estratigrafia de um ofiolito (Anônimos 1972), como mostrado a seguir:

“Ofiolito se refere a uma associação distinta de rochas ultramáficas, máficas e sedimentares. O termo não deve ser utilizado para nomear rochas ou como uma unidade litológica em mapeamentos. Em um complexo ofiolítico completamente desenvolvido, as rochas ocorrem na seguinte seqüência, do topo para a base (Figura 3.1):

- *Associação Sedimentar*, composta por rochas sedimentares químicas de mar profundo (e.g. chert, sedimentos manganésíferos ou umber e formações ferríferas) e/ou sedimentos detríticos pelágicos e, em determinados casos, turbiditos vulcanoclásticos. Pode ocorrer interestratificado com as rochas vulcânicas – derrames ou lavas almofadadas;
- *Complexo Vulcânico Máfico*, representado por basalto em forma de almofada (pillow lava), de composição toleítica. Pode apresentar espessura muito variada e diversas vezes é cortado por diques de diabásio;
- *Sheeted Dike ou Enxame de Diques em Lençol*, encontra-se em contato nítido com as rochas vulcânicas sobrejacentes, com espessuras métricas a decamétricas. Os diques apresentam composição toleítica e zonas de resfriamento assimétricas. É possível identificar, dentro da unidade, várias gerações de diques de diabásio que se cortam mutuamente;
- *Complexo Máfico Plutônico*, predominantemente composto por rochas gabróicas. A transição deste complexo com os sheeted dikes é marcada pelo aumento das fatias de gabro associadas aos diques. A unidade contém gabros isotrópicos, correlacionáveis a intrusões tardias, e gabros acamadados, muito comumente associados aos cumulos máfico-ultramáficos (cromita + plagioclásio + clinopiroxênio) presentes na base da unidade. É importante ressaltar a presença de corpos intrusivos de composição plagiogranítica (diorito a tonalito) associados às rochas gabróicas;
- *Complexo Ultramáfico*, caracteristicamente remanescente de manto suboceânico, composto por proporções variáveis de harzburgito, lherzolito e dunito, usualmente com textura tectônica metamórfica (mais ou menos serpentinizada).

Contatos falhados entre unidades mapeáveis são comuns. Admitindo-se que ofiolito seja representante da litosfera oceânica, ou seja, crosta oceânica e parte do manto superior, o uso deste termo deveria ser independente da sua suposta origem (Anônimos 1972)”.

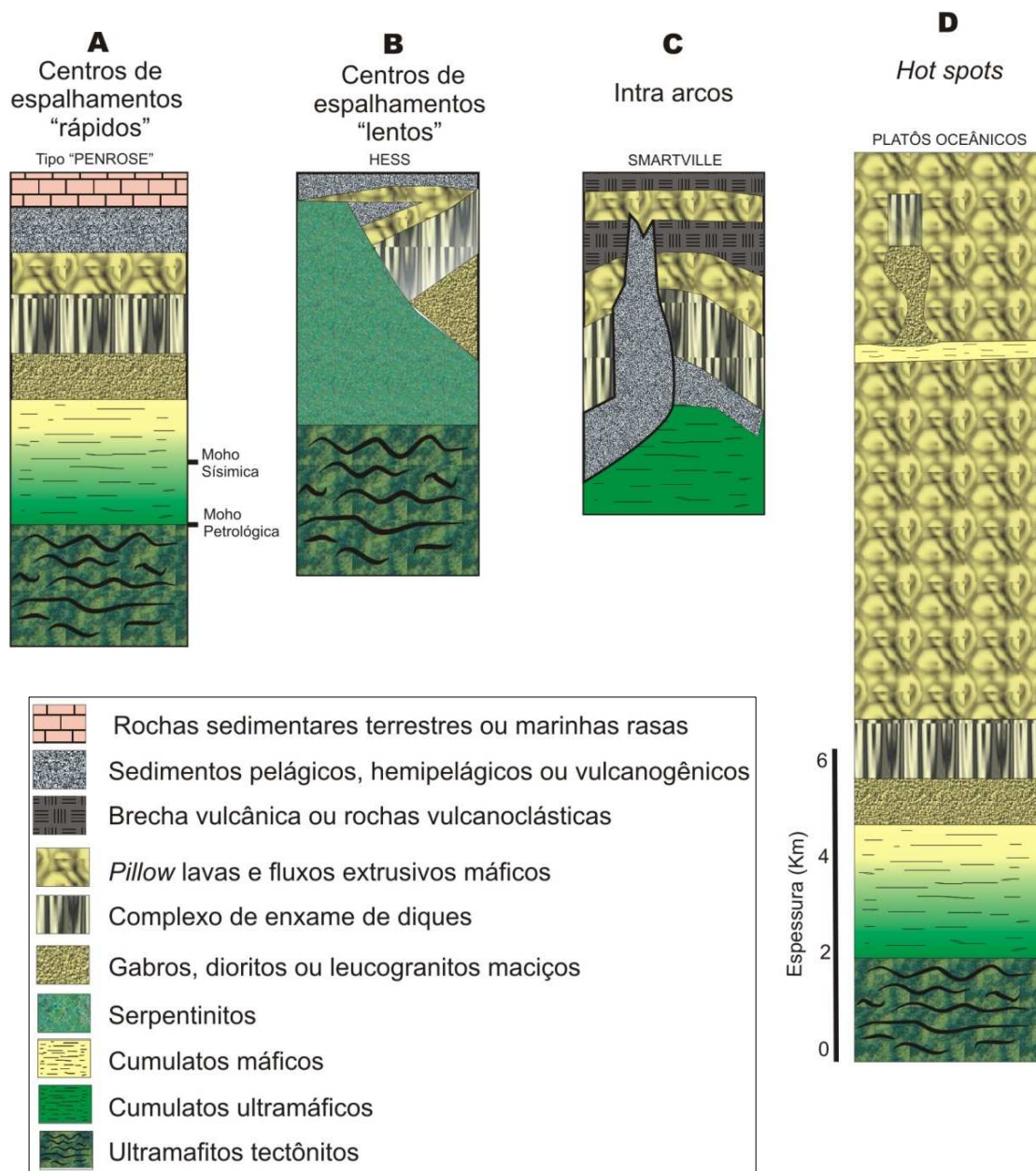


Figura 3.1. Seções esquemáticas representando a crosta oceânica e os tipos ofiolíticos correspondentes, segundo Moores (2002). (A) Seqüência ofiolítica completa de acordo com a definição da Conferência Penrose (Anônimos 1972), típica de centros de espalhamento rápido. (B) Seqüência falhada, incompleta, característica de centros de espalhamento lento. Este tipo, também denominado "tipo-Hess", associa a crosta oceânica a um peridotito serpentinizado. (C) Seção composta por seqüências de arco-de-ilha oceânico desenvolvido em crosta oceânica. Este tipo também é designado como "tipo-Smartville" devido ao complexo homônimo presente na Sierra Nevada (Califórnia, Estados Unidos). (D) Possível seção *hotspot* (platô oceânico) da crosta oceânica.

A definição obtida pela Conferência Penrose não aborda, em nenhum momento, nada sobre os mecanismos de posicionamento dos ofiolitos no continente. Caracteristicamente, a publicação não define um complexo ofiolítico com base em ambientes tectônicos ou em sua origem ígnea. A conferência termina com soluções para mapeamentos de detalhe e com sofisticados estudos petrológicos, mineralógicos e geoquímicos das subunidades ofiolíticas (Dilek 2003a). Moores (2002), em uma síntese sobre os ofiolitos Pré-Rodínia, aponta alguns problemas associados com a seqüência ofiolítica do tipo-Penrose; o principal deles é que a maioria dos complexos não apresenta a seqüência completa, como prediz a definição de 1972. O recente reconhecimento de seqüências magmáticas incompletas na crosta oceânica pelo Programa *Ocean Drilling* resolveu parcialmente este dilema. Centros de espalhamento rápido, também conhecidos como centros ricos em magmas, exibem uma seqüência completa do tipo-Penrose (*e.g.* Cadeia do Pacífico Leste e ofiolito de Semail– Oman, Figura 3.1 A e Tabela 3.2). Centros de espalhamento lento, com provisão variável de magma, podem ser incompletas, com a seção magmática ausente em extensas áreas (*e.g.* Cadeia Meso-Atlântica e ofiolitos de Troodos – Chipre, Kizildag – Turquia e Apeninos – Itália, Figura 3.1 B e Tabela 3.2). Complexos ofiolíticos representantes de seqüências associadas a falhas transformantes comumente possuem seções máficas delgadas ou praticamente ausentes, com cumulos e diques apresentando dobramentos internos. Muitos ofiolitos cordilheranos apresentam, caracteristicamente, um arranjo interno mais complexo, com rochas hipoabissais e extrusivas depositadas dentro ou sobre uma seqüência mais velha e deformada da crosta oceânica, sugerindo uma história evolucionária poligenética para estes depósitos associados a ambientes de arco-de-ilha (Figura 3.1 C). Seções do tipo *hotspot* (platô oceânico) mostram uma espessa seqüência de rochas extrusivas – possivelmente contendo *sills* intrusivos diferenciados – que foi posicionada em uma crosta oceânica pré-existente (Figura 3.1 D) (Moores 2002).

Tabela 3.2- Caracterização da litosfera oceânica com base nos dados de Nicolas & Boudier (2003).

	Espalhamento rápido	Espalhamento lento
CADEIAS OCEÂNICAS	Cadeia do Pacífico Leste	Cadeia Meso-Atlântica
Taxa de Espalhamento	10 cm/ano	3 cm/ano
SEÇÃO CRUSTAL		
<i>Sheeted dikes</i>	~ 1,5 km de espessura; mergulho íngreme a moderado	Incomum; espessura: 0-1 km
<i>Gabros</i>	Olivina gabro, Fe-gabro, gabronorito, subordinadamente wehrlito. Deformação magmática comum.	Olivina gabro, gabronorito. Presença de textura do tipo <i>flaser</i> gabro.
SEÇÃO MANTÉLICA		
<i>Litologia</i>	Harzburgito, plagioclásio dunito	Cpx-harzburgito, dunito, plagioclásio lherzolito
<i>Estruturas internas</i>	Foliação plástica de alta temperatura com mergulho moderado a íngreme	Foliação plástica de temperatura moderada com mergulho suave
<i>Serpentinização</i>	Lizardita	Lizardita e antigorita

3.3 – Ambientes de geração de ofiolitos: Cadeia meso-oceânica versus Zona de Supra-Subducção

Complexos ofiolíticos mostram uma grande variedade de estrutura interna, pseudo-estratigrafia e padrões geoquímicos, sugerindo distintos ambientes de geração. Normalmente, ofiolitos se formam durante diferentes estágios do “*Ciclo de Wilson*”, com subsequente incorporação nas margens continentais por meio de eventos orogênicos colisionais e/ou acrescionários (obducção). É consenso entre os autores que os principais ambientes produtores de crosta oceânica incluem *dorsais meso-oceânicas, bacias de arcos-de-ilha juvenis, bacias de ante-arco e retro-arco*.

Conforme brevemente abordado no item 3.1 e aqui enfatizado, cadeias meso-oceânicas eram tidas como o centro de geração de ofiolitos até a década de 1970. O conceito de formação de seqüências ofiolíticas em bacias marginais foi primeiramente proposto por Dewey & Bird (1971 *in* Pearce 2003), por meio de critérios geológicos que faziam a distinção entre os ambientes de dorsal e de bacia marginal. Miyashiro (1973), com base em análises químicas de elementos maiores e traços de basaltos, argumentava que o mundialmente conhecido Ofiolito de Troodos (Chipre) teria sua origem associada a um ambiente de arco-de-ilha. Nesta mesma época, Pearce & Cann (1973) definiram diagramas de discriminação entre ofiolitos gerados em dorsais meso-oceânicas e em zonas de supra-subducção, utilizando elementos menores e traços (*e.g. gráfico ternário Ti/100 vs. Zr vs. Yx3*). Segundo Nicolas & Boudier (2003), estes diagramas foram amplamente aplicados para a maioria dos ofiolitos mundiais e, o resultado imediato foi a conclusão de que, pelo menos aparentemente, a maioria dos remanescentes oceânicos tinham origem em bacias marginais. O termo “ofiolitos de supra-subducção” foi formalmente definido por Pearce *et al.* (1984), como mostrado a seguir:

“Ofiolitos de zonas de supra-subducção (ZSS) apresentam características geoquímicas de arcos-de-ilha mas a estrutura da crosta oceânica evidencia que foram formados pelo espalhamento do assoalho diretamente acima da litosfera oceânica subductada. Este tipo ofiolítico difere do MORB nas seqüências mantélicas, na presença mais comum de depósitos de cromita podiforme e na cristalização de clinopiroxênio anterior ao plagioclásio, refletindo a abundância de wehrlito relativamente ao troctolito na seqüência cumulática. A maioria dos mais bem preservados ofiolitos nos cinturões orogênicos é do tipo ZSS”.

Pearce (2003) aponta três ambientes geradores de ofiolitos exclusivamente do tipo ZSS: subducção sob uma dorsal, subducção de uma dorsal com formação de ofiolitos em zonas de ante-arco e subducção de uma dorsal com formação de ofiolitos na placa descendente. No primeiro e segundo casos, o espalhamento oceânico ocorre no ante-arco; no terceiro exemplo, o espalhamento ocorre na placa subductada (Figura 3.2). Ainda segundo o autor, bacias de retro-arco apresentam

composições altamente variáveis, gradando de MORB a ZSS, com todos os termos intermediários entre os dois extremos.

Uma síntese apresentada por Shervais (2000) mostra o “ciclo de vida” de ofiolitos do tipo ZSS, considerando a evolução e o posicionamento destes corpos. De acordo com o autor, os principais eventos podem ser resumidos da seguinte maneira:

- **nascimento**: formação em uma zona de subducção nascente ou reconfigurada;
- **juventude**: continuada fusão da cunha mantélica e acreção crustal;
- **maturidade**: início do vulcanismo do arco semi-estável, freqüentemente de caráter cálcio-alcalino, quando a subducção está matura e estável;
- **morte**: repentino término da subducção, geralmente devido à colisão continental;
- **ressurreição**: posicionamento da seqüência ofiolítica em uma margem continental passiva.

Shervais (2000) ressalta que estes eventos geralmente progridem em ordem cronológica, mas que nem todos os ofiolitos de ZSS mostram os cinco estágios evolutivos. Os estágios do “nascimento” e da “juventude” são comuns a todos os complexos, refletindo sua formação original na placa superior de uma zona de subducção.

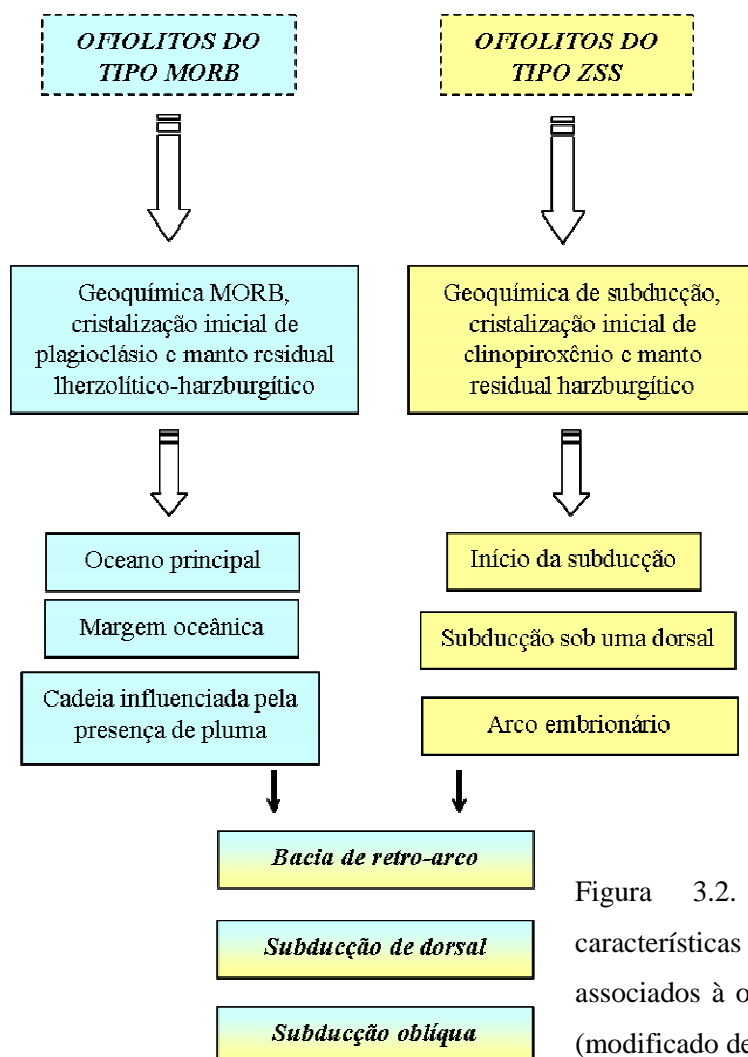


Figura 3.2. Sumário das principais características e ambientes tectônicos associados à ofiolitos do tipo MORB e ZSS (modificado de Pearce 2003).

3.4 – Classificação de complexos ofiolíticos

Diversos esquemas de classificação de ofiolitos com base, principalmente, em características petrológicas e geoquímicas, ambientes tectônicos e padrão de posicionamento das seqüências no continente, foram desenvolvidos ao longo dos últimos trinta e cinco anos. Na década de 1970, os principais trabalhos levavam em consideração, especialmente, a afinidade geoquímica das rochas ultramáficas e vulcânicas máficas. A década de 1980 constitui um marco na história de classificação dos ofiolitos, sendo introduzido o conceito de “ambiente tectônico” aos trabalhos publicados. Uma síntese cronológica dos principais modelos classificatórios é apresentada a seguir. Mesorian (1973) subdividiu os ofiolitos Alpinos em três grupos – *tipo-Troodos*, *tipo-Pindos* e *tipo-Antalya* – de acordo com a distribuição dos diques e considerando que as lavas possuíam afinidades toleítica, cálcio-alcálica e alcalina, respectivamente. Nicolas & Jackson (1972) e Menzies & Allen (1974) reconheceram um padrão bimodal para os peridotitos da região do Mediterrâneo, dividindo os complexos ofiolíticos nos subtipos *lherzolito-harzburgito* e *harzburgito*. Estes autores propuseram que o primeiro subtipo – lherzolito-harzburgito – se formasse em bacias oceânicas estreitas, do tipo Mar Vermelho, enquanto que o segundo subtipo – harzburgito – fosse originado em oceanos mais largos. Rocci *et al.* (1975) também reconheceu dois grupos de ofiolitos:

- *Tipo I*: lherzolito tectonizado, plagioclásio peridotitos, troctolitos, gabros e Fe-gabros;
- *Tipo II*: harzburgito tectonizado, dunito, cromitito, piroxenitos, noritos e olivina gabros.

Miyashiro (1975) classificou os ofiolitos em três classes distintas, utilizando as séries das rochas vulcânicas como parâmetro de separação. Os ofiolitos da *Classe I* incluem rochas vulcânicas toleíticas e/ou cálcio-alcálicas, originadas em ambientes de arco-de-ilha. A *Classe II* engloba rochas vulcânicas da série toleítica associadas a cadeias meso-oceânicas e/ou arco-de-ilha. Ofiolitos da *Classe III* possuem rochas vulcânicas das séries toleítica e alcalina, geradas em zonas de *rift* ao longo da margem continental ou nas proximidades de ilhas intra-oceânicas.

Uma classificação das seqüências ofiolíticas, com base no ambiente geológico, foi proposta por Moores (1982). De acordo com este autor, ofiolitos podem ser subdivididos em dois tipos – *Tethyano* e *Cordilherano* – baseado na presença ou ausência de substrato continental, edifícios vulcânicos e/ou mélanges acrescionárias. Nesta classificação, ofiolitos do tipo-Tethyano são comumente observados como remanescentes oceânicos em margens passivas continentais ao longo de contatos tectônicos e possuem gênese associada a cadeias meso-oceânicas. Por outro lado, ofiolitos do tipo-Cordilherano estão espacial e temporalmente associados com arcos-de-ilhas e edifícios vulcânicos, rochas vulcanoclásticas e mélanges acrescionárias, sendo formados em regimes de margens convergentes (*e.g.* ante-arco, arco ou intra-arco).

Boudier & Nicolas (1985) levaram em consideração o grau de fusão parcial do manto original e a relação "depleção mantélica vs. taxa de espalhamento" para classificarem os complexos ofiolíticos. No trabalho original, os autores subdividiram os ofiolitos em dois tipos – LOT e HOT – mas acrescentaram um novo subtipo intermediário – LHOT – anos mais tarde (Nicolas & Boudier 2003):

- *LOT ou ofiolito do tipo-lherzolito*: caracterizado por manto lherzolítico e menos depletado. Exemplos mundiais: Liguria – Itália e Trinity – Estados Unidos;
- *HOT ou ofiolito do tipo-harzburgito*: composto por manto harzburgítico e mais depletado. Exemplos mundiais: Oman, Papua – Nova Guiné e Nova Caledônia, maciço sudeste – Pacífico Sul;
- *LHOT ou ofiolito do tipo-harzburgito-lherzolito*: seção mantélica composta por peridotitos hipobassais, correspondentes a situações de espalhamento lento. Exemplos mundiais: Bay of Islands – Newfoundland, Canadá; Yakuno – Japão, Josephine – Estados Unidos.

Ishiwatari (1985), utilizando os mesmos princípios de Boudier & Nicolas (1985), propôs a seguinte classificação para os complexos ofiolíticos: *tipo-Liguria*, coincidente com o LOT de Boudier & Nicolas (1985); *tipo-Papua*, coincidente com o HOT e *tipo-Yakuno*, intermediário entre os dois anteriores, anos depois denominado LHOT.

Nicolas (1989) baseou-se nos ambientes tectônicos de posicionamento dos remanescentes oceânicos para desenvolver sua classificação. Ofiolitos tectonicamente encaixados em margens passivas continentais, ofiolitos incorporados em margens ativas continentais do Cinturão do Pacífico e ofiolitos de zonas de sutura que ocorrem em regiões de colisão continente-contidente e arco-contidente constituem os três tipos principais na classificação proposta pelo autor. Neste contexto, o Tipo 1 descrito por Nicolas (1989), exemplificado pelos ofiolitos de Semail – Oman e Papua – Nova Guiné, corresponde aos ofiolitos do tipo-Tethyano na classificação de Moores (1982), enquanto que o Tipo 2, tipicamente ocorrências ofiolíticas no Complexo Franciscano da Califórnia, associa-se ao tipo-Cordilherano. O terceiro tipo de Nicolas (1989), exemplificado pelos remanescentes oceânicos do sistema orogênico Alpino-Himalaio e por ofiolitos Caledonianos e Uralianos, pode ser correlacionado ao tipo-Tethyano, levando-se em consideração os critérios de classificação de Moores (1982).

Coleman (2000), interpretando os ofiolitos da Califórnia à luz de novos conceitos, reconheceu cinco grupos distintos com base na história evolucionária, relações estratigráficas, características petrológicas e químicas, parâmetros geofísicos e idades de cristalização magmática:

- *Tipo I*: relaciona-se aos ofiolitos de zona de supra-subducção intra-oceânica. Exemplo: ofiolito Coast Range;
- *Tipo II*: exemplificado por escamas de rochas máfico-ultramáficas associadas a um ambiente de *rift* continental. Exemplo: ofiolito "Great Valley";

- *Tipo III*: representado por peridotitos abissais, possivelmente originados em zonas de fratura, que foram alojados dentro de mélanges acrescionárias. Exemplo: cunha peridotítica na mélange de subducção Franciscana;
- *Tipo IV*: relacionado com ofiolitos desagregados e rochas ofiolíticas de cadeias meso-oceânicas que foram incorporados na cunha acrescionária Franciscana;
- *Tipo V*: associado a escamas da crosta oceânica que foram tectonicamente alojadas na base da margem continental em zonas de subducção.

Um novo e moderno esquema classificatório, proposto por Dilek (2003a), considera sete tipos específicos de ofiolitos, levando-se em consideração os ambientes tectônicos de geração e os mecanismos de posicionamento dos mesmos em diferentes tipos de cinturões orogênicos (e.g. colisional *versus* acrescionário):

I. Ofiolito do Tipo Liguriano: é caracterizado pela existência de peridotitos altamente serpentinizados, intrudidos e/ou cobertos por pequeno a moderado volume de gabros, diques locais e *pillow lavas*. Este tipo não inclui os enxames de diques em lençol (*sheeted dikes*) e o contato entre as unidades mantélica e crustal pode ser intrusivo, tectônico e/ou estratigráfico. Os ofiolitos do Tipo Liguriano apresentam estrutura interna do tipo-Hess – contrário à seqüência completa proposta pela Conferência Penrose. Este tipo ofiolítico provavelmente se forma durante os estágios iniciais de abertura de uma bacia oceânica, com posterior *rift* continental, e está originalmente situado em posição pericontinental adjacente às margens continentais rifteadas. A seqüência ofiolítica Liguriana representa a Classe III de Miyashiro (1975), o tipo-lherzolito (LOT) de Boudier & Nicolas (1985) e o Tipo II – escamas de rochas máfico-ultramáficas associadas a um ambiente de *rift* continental – identificado por Coleman (2000). Os exemplos característicos deste tipo ocorrem nos Apeninos Setentrionais (região da Ligúria) e nos Alpes Ocidentais.

II. Ofiolito do Tipo Mediterrâneo: caracteriza-se pela presença da seqüência pseudo-estratigráfica, praticamente completa, de um ofiolito idealizado segundo a definição da Conferência Penrose. Este tipo ofiolítico apresenta uma seqüência mantélica composta tanto por peridotitos de composição harzburgítica-lherzolítica quanto predominantemente harzburgítica. As rochas plutônicas, gabróicas, apresentam contatos intrusivos e/ou falhados com a unidade de enxame de diques em lençol. Estes diques são, comumente, os alimentadores das rochas vulcânicas subjacentes que incluem lavas almofadadas ou derrames. A cobertura sedimentar é geralmente composta por rochas pelágicas (calcário e/ou chert). A evolução deste tipo de ofiolito inclui espalhamento do assoalho oceânico, magmatismo e tectonismo na placa subjacente (*upper plate*) em zonas de subducção intra-oceânica, sendo os complexos ofiolíticos formados em ambientes de ante-arco, arco juvenil e/ou retro-arco. A seqüência ofiolítica Mediterrânea corresponde a Classe I de Miyashiro (1975) e ao tipo-harzburgito (HOT) e/ou harzburgito-lherzolito (LHOT) de Nicolas & Boudier (2003). Os melhores exemplos incluem os ofiolitos de Troodos – Chipre, Kizildag – Turquia, Semail – Oman, Xigaze – Tibet e Bay of Islands – Newfoundland, Canadá.

III. Ofiolito do Tipo Serrano: apresenta uma trajetória evolucionária complexa e poligenética. O exemplo mais representativo deste tipo é o “ofiolito de arco” (*arc ophiolite*), de idade Jurássica, exposto na porção ocidental da Serra Nevada, Califórnia. Este ofiolito contém rochas vulcânicas, plutônicas e hipoabissais, com enxame de diques em lençol bem desenvolvido localmente. As rochas vulcânicas variam de basalto e basalto andesítico a dacito e riolito; rochas vulcanoclásticas, incluindo deposição subaérea, estão distribuídas ao longo de todo o terreno, indicando a construção de um edifício vulcânico durante a evolução deste ofiolito. A construção do arco parece ter ocorrido sobre um embasamento oceânico (ofiolítico) pré-existente e deformado, como indicam as relações de campo e geocronológicas. O embasamento ofiolítico mais antigo juntamente com o arco vulcânico mais jovem representam um terreno de arco-de-ilha enzimático, que foi acrescido à margem continental Norte-Americana durante o Jurássico. Ofiolitos do Tipo Serrano representam a Classe II de Miyashiro (1975) e podem corresponder, em parte, ao tipo-Cordilherano de Moores (1982). Alguns ofiolitos do Japão, Filipinas e Cuba, que apresentam evolução poligenética similar à descrita anteriormente, podem pertencer a este grupo.

IV. Ofiolito do Tipo Chileno: é mais bem caracterizado pelo conjunto de ofiolitos “Rocas Verdes”, localizado no Chile, e que representa uma crosta oceânica fóssil, relativamente autóctona, circundada por rochas cristalinas dos Andes. Os ofiolitos Rocas Verdes apresentam, do topo para a base, a seguinte seqüência de rochas: vulcânicas máficas (2-3 km de espessura), representadas por lavas almofadadas e brechas vulcânicas; enxame de diques em lençol (300-500 m de espessura), composto por diabásio maciço; e gabros de granulação grossa. Peridotitos mantélicos não estão expostos. Os ofiolitos Chilenos se formam em bacias de retro-arco extensionais, em um ambiente “ensialico” dentro de um arco magmático. Este tipo ofiolítico pode ser comum nos Pontides (Turquia), Cáucaso Inferior e nos cinturões orogênicos Paleozóicos da Ásia Central.

V. Ofiolito do Tipo Macquarie: é representado por uma única ocorrência na Ilha Oceânica de Macquarie – sudeste da Tasmânia. Este tipo ofiolítico representa um fragmento de cadeia meso-oceânica praticamente *in situ* e inclui, do topo para a base: rochas basálticas extrusivas intercaladas com rochas sedimentares vulcanoclásticas; doleritos (~ 1,5 km de espessura); zona transicional composta por microgabro (transição entre *sheeted dikes* e seção plutônica máfica); gabro de granulação grossa, maciço e/ou bandado com rochas ultramáficas associadas; e sucessões peridotíticas. Apesar dos contatos entre as unidades litológicas serem falhados, o ofiolito da Ilha de Macquarie apresenta uma estratigrafia similar àquela definida pela Conferência Penrose.

VI. Ofiolito do Tipo Caribenho: representa crosta oceânica gerada em Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Province – LIP*) e associada a platôs oceânicos. A estrutura interna e a estratigrafia dos fragmentos destes platôs, alojados tectonicamente, são bastante heterogêneos mas contêm muitas das subunidades ofiolíticas, incluindo derrames e lavas almofadadas, gabros isotrópicos a bandados, dunitos com bandas de lherzolito, olivina websterito, e olivina gabronorito nos níveis inferiores. Os enxames de diques em lençol geralmente estão ausentes. É muito provável que parte das rochas

máfico-ultramáficas desmembradas que ocorrem em cinturões orogênicos sejam, de fato, relictos de ofiolitos derivados de platô oceânico. Exemplos deste tipo são os ofiolitos de idade Cretácea do Caribe (e.g. Costa Rica e Venezuela) e os ofiolitos do Japão (Platô Sorachi) e do Equador (Formação Piñon).

VII. Ofiolito do Tipo Franciscano: está espacialmente associado com complexos acrescionários de margens ativas e, via de regra, encontra-se tectonicamente intercalado com mélanges e rochas metamórficas de alto grau, típicas de zonas de subducção. Os ofiolitos Franciscanos incluem fragmentos de peridotitos abissais, gabros e basaltos, possivelmente originados em zonas de fratura; escamas de crosta oceânica com origem em cadeias meso-oceânicas (*pillow lavas* e gabros) e/ou fragmentos desmantelados de arcos-de-ilha. Estas rochas oceânicas estão localmente associadas com rochas sedimentares pelágicas – hemipelágicas (chert, calcário) e terrígenas. Blocos de xisto azul também ocorrem dentro deste complexo acrescionário. O ofiolito do Tipo Franciscano corresponde, em parte, ao tipo-Cordilherano de Moores (1982). Os melhores exemplos ocorrem na Califórnia (Complexo Franciscano), nas Ilhas Japonesas (ofiolitos de Oeyama e Yakuno) e no complexo acrescionário Ordoviciano – Devoniano da Pré-Cordilheira ocidental na Argentina.

3.5 – Depósitos minerais em ofiolitos

Complexos ofiolíticos são importantes fontes de Zn e Cu (sulfetos maciços), Co e Ni (lateritas), cromita e de rochas e minerais industriais (serpentinó e amianto). São também fontes potenciais para prospecção de ouro e elementos do grupo da platina ou *EGP* – ósmio, irídio, platina, rutênio, ródio e paládio (Castroviejo 2004, Prichard 2004) (Figura 3.3). De acordo com Castroviejo (2004), o potencial metalífero de uma seqüência ofiolítica é determinado levando-se em consideração as seguintes características: (a) concentração metalífera original, qualquer que seja a litologia que integra a seqüência e, (b) transformações ou adições que estas concentrações irão sofrer ao longo da história orogênica do ofiolito, incluindo metamorfismo, deformação, hidrotermalismo, intemperismo e erosão.

Uma síntese das principais mineralizações encontradas em uma seqüência ofiolítica completa e ideal, de acordo com a definição da Conferência Penrose, é apresentada a seguir. Na seção ultramáfica, os depósitos de cromita geralmente localizam-se na base da seqüência de cumulados, sob a forma de camadas, ou como *pods* (cromita podiforme), na seqüência harzburgítica – que pode estar tectonizada ou não (Paixão 2001) (Figura 3.3). Depósitos de asbestos estão associados a fraturas preenchidas por crisotila nos peridotitos mantélicos serpentinizados e podem alcançar espessuras de dezenas de metros. Níquel e cobalto ocorrem como resultado de enriquecimento supergênico nas rochas ultramáficas, formando grandes depósitos econômicos – Ni laterítico em Cuba e Nova Caledônia, e Co laterítico em Bou Azzer-Marrocos, por exemplo.

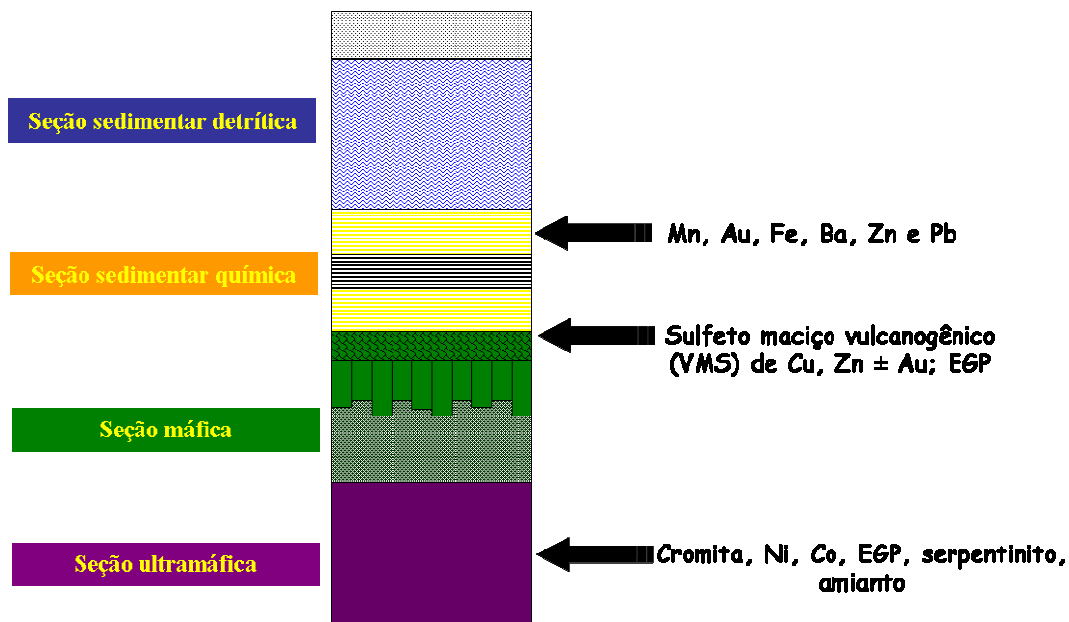


Figura 3.3. Coluna esquemática de uma seção ofiolítica evidenciando a distribuição dos principais depósitos minerais (Castroviejo 2004, Espí 2004, Prichard 2004, Suita *et al.* 2004).

Os elementos do grupo da platina (*EGP*) se concentram nas rochas ígneas máficas e ultramáficas (Figura 3.3). Todos os elementos são marcadamente calcófilos e siderófilos; Os, Ir e Ru estão associados, preferencialmente, à cromititos enquanto que Pt, Pd e Rh se concentram fora deles, especialmente nos sulfetos. Os complexos ofiolíticos ricos em *EGPs* são aqueles formados a partir de altas taxas de fusão mantélica, que dão lugares a magmas boniníticos (*e.g.* zonas de supra-subducção). Neste caso, os platinóides se concentram durante a cristalização por processos magmáticos. Os ofiolitos formados por uma taxa de fusão mantélica insuficiente para liberar os *EGPs* são aqueles do tipo MORB, como por exemplo, Lizard – Cornwall, Reino Unido. Minerais do grupo da platina (*MGP*) também são encontrados nos ofiolitos e compreendem fases magmáticas, como laurita (RuS_2), sulfetos de Pt e Pd e liga Os-Ir (Prichard 2004).

Complexos ofiolíticos exibem características propícias para a formação de depósitos do tipo sulfeto maciço vulcanogênico (*VMS*), fontes de Cu, Zn \pm Au (Figura 3.3). Estes depósitos mostram acumulações estratiformes de sulfetos formados pela precipitação de fluidos hidrotermais em um ambiente submarino e ocorrem em terrenos caracterizados pela presença de rochas vulcânicas e sedimentos associados (Sangster 1998). Cerca de 20% dos depósitos mundiais do tipo *VMS* estão encaixados em seqüência ofiolíticas, com origem em cadeias meso-oceânicas e, subordinadamente, em zonas de subducção intra-oceânicas e bacias de retro-arco. Guias de exploração de depósitos *VMS* em ofiolitos incluem: (a) identificação de um estrato vulcânico submarino; a presença de *pillow lavas* e de sedimentos químicos deve ser confirmada na área de prospecção e, (b) alguma evidência de atividade exalativa deve ser observada. Camadas ou lentes de chert devem ser

estudadas com base em elementos com assinatura geoquímica exaltativa, tais como Mn, Fe, Ba, Zn e Pb (Sangster 1998).

3.6 – Distribuição dos cinturões ofiolíticos no tempo e no espaço

Ofiolitos nos cinturões orogênicos ocorrem como zonas curvilíneas compostas por rochas máfico-ultramáficas (com rochas metamórficas e sedimentares associadas) e representam relictos de diferentes estágios do “*Ciclo de Wilson*” – abertura e fechamento de bacias oceânicas. A distribuição das seqüências ofiolíticas nos diferentes cinturões orogênicos, com determinadas faixas de idade, define *pulsos ofiolíticos* distintos (Figura 3.4). Estes pulsos são coincidentes com a época dos maiores eventos colisionais para a formação dos supercontinentes (*e.g.* Rodínia, Gondwana e Pangea), com o desmantelamento dos mesmos e com o aumento das atividades das plumas mantélicas que formam as Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Province – LIPs*) (Dilek 2003b, Dilek & Robinson 2003).

No Pré-Cambriano, especialmente durante o Arqueano, Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, o registro de seqüências ofiolíticas ainda é pouco documentado devido, em parte, à deformação intensa e ao retrabalhamento da crosta continental em múltiplos episódios orogênicos ao longo do tempo (Moore 2002, Dilek 2003b). Um estudo dos mais bem preservados complexos ofiolíticos pré-1,0 Ga – também denominados “Pré-Rodínia” – evidencia quatro intervalos de tempo principais para geração das seqüências: 1,0-1,5 Ga (*e.g.* Pie de Palo-Argentina), 1,8-2,3 Ga (*e.g.* Jormua-Finlândia), *ca.* 2,5-2,7 Ga (*e.g.* Yellowknife-Estados Unidos) e *ca.* 3,4 Ga (*e.g.* Jamestown-África do Sul). Segundo Dilek (2003b), a realização de uma correlação entre o pulso ofiolítico pré-Rodínia com algum evento tectônico global é extremamente difícil devido ao limitado conhecimento sobre a história da Terra no referido período.

O Proterozóico Superior é representado por três grandes pulsos de geração de ofiolitos – *ca.* 700 Ma, 740-780 Ma e 820-860 Ma (Figura 3.4). Os complexos associados a este período concentram-se, especialmente, na América do Sul, África e Arábia, com menores ocorrências na Europa Central e Oriental, no Cáucaso Inferior, na Ásia Central e no noroeste Indiano (Figura 3.5). Nos cinturões Afro-Arábico e na América do Sul, a existência de complexos ofiolíticos neoproterozóicos está diretamente relacionada com a evolução de diversas bacias oceânicas Pan-Africanas-Brasilides (*e.g.* oceano Moçambicano), como resultado da quebra do supercontinente Rodínia e durante a configuração do Gondwana Ocidental (Dilek 2003a,b; Stern 2008) (Figura 3.4).

No Fanerozóico, o pulso ofiolítico mais importante situa-se no período entre 180-140 Ma, quando foram formados os ofiolitos Tethyanos, Caribenhos e alguns associados ao Círculo do Pacífico; um segundo pico importante na geração de ofiolitos diz respeito ao Cretáceo Superior (*ca.*

90 Ma, predominantemente ofiolitos Tethyanos). Pulsos ofiolíticos de segunda ordem são observados nos períodos Permiano Superior-Triássico Inferior (ca. 230-250 Ma), Devoniano Inferior-Siluriano (ca. 400-440 Ma) e Cambriano Superior-Ordoviciano Inferior (460-500 Ma) (Figura 3.4) (Dilek 2003b).

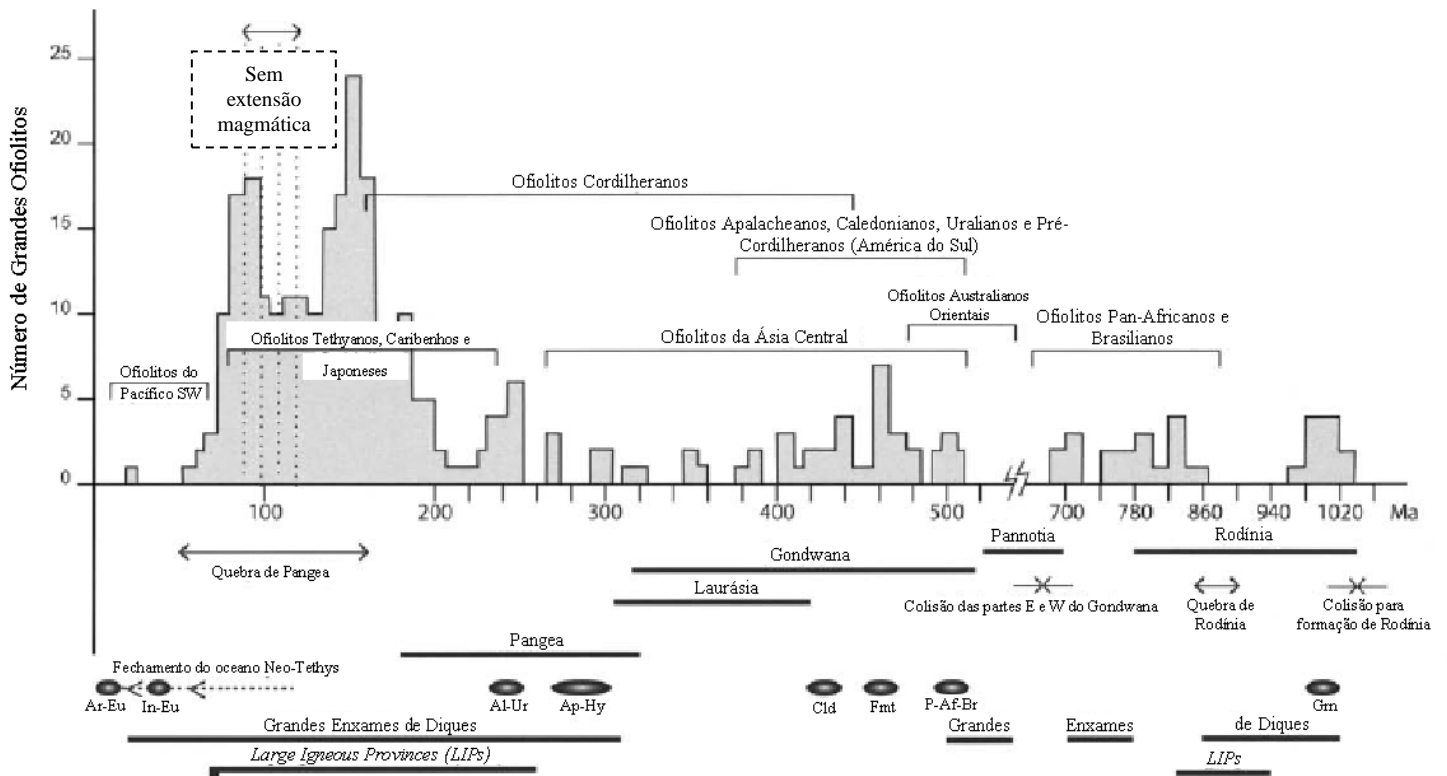


Figura 3.4. Histograma mostrando a relação entre grandes complexos ofiolíticos e os respectivos períodos de geração. Abreviações utilizadas para os eventos orogênicos, do mais novo para o mais velho: Ar-Eu: colisão Arábia-Eurásia; In-Eu: colisão Índia-Eurásia; Al-Ur: orogenia Altaidiana-Uraliana na Ásia Central; AP-Hy: orogenia Apalacheana-Herciniana; Cld: orogenia Caledoniana; Fmt: orogenia Famatiniana; P-Af-Br: orogenia Pan-Africana-Brasileira; Grn: orogenias Grenviliana e associadas (Dilek 2003b).

Os complexos ofiolíticos fanerozóicos podem ser exemplificados por quatro grupos distintos: (a) *ofiolitos do leste Australiano*, de idade Cambriana e origem associada aos Tasmanides; (b) *ofiolitos Apalacheanos, Caledonianos, Hercinianos e Uralianos*, de idade Paleozóica e origem associada às orogenias homônimas que ocorreram entre ca. 500-270 Ma; (c) *ofiolitos Tethyanos e Caribenhos*, de idade Jurássica-Cretácica, associados aos oceanos Paleo- e Neo-Tethyano que se desenvolveram entre Gondwana e Eurásia, para os Tethyanos, e à abertura do Oceano Atlântico Central e Sul, para os exemplos do Caribe e, (d) *ofiolitos do Pacífico oeste e Cordilheranos*, paleozóicos a cenozóicos e comumente associados com subducção e complexos acrescionários (Figura 3.5).

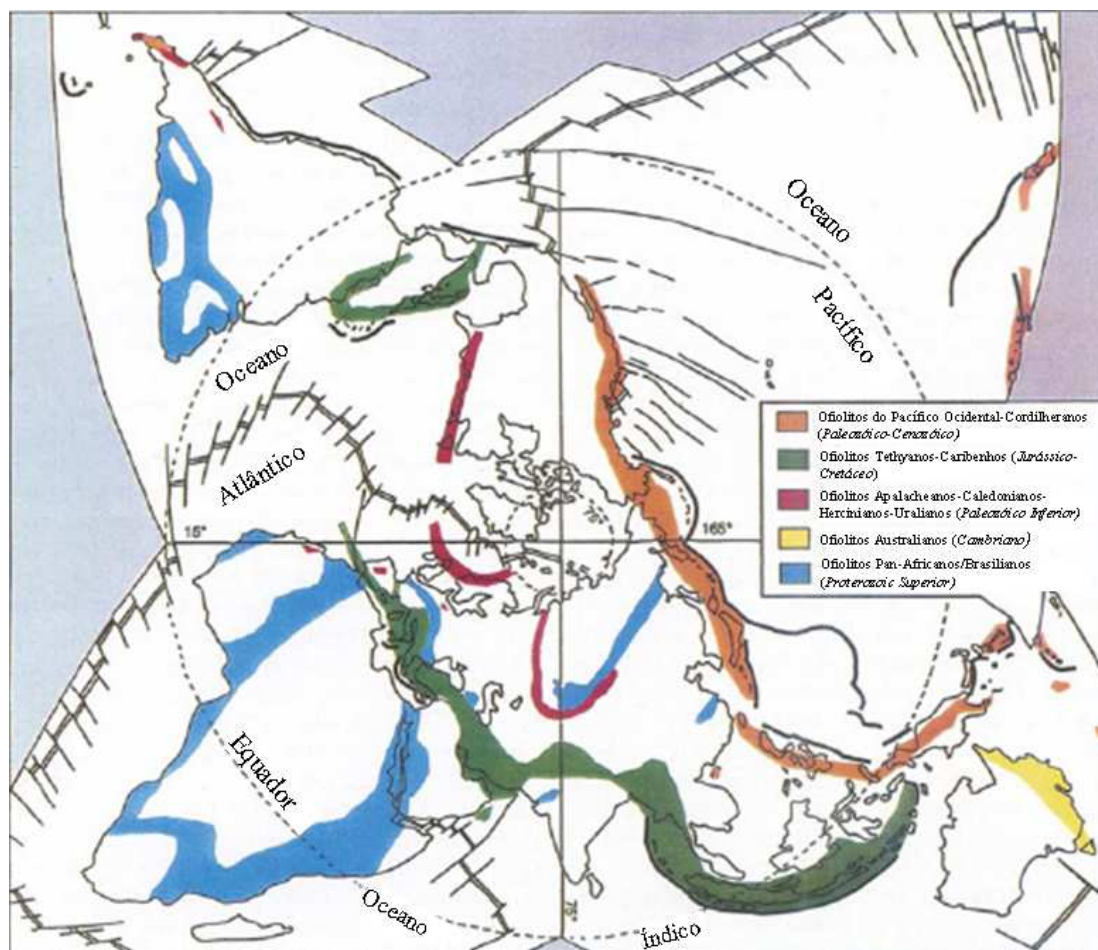


Figura 3.5. Distribuição global de cinturões ofiolíticos do Proterozóico e Fanerozóico. Visão do mapa a partir do Pólo Norte (Dilek 2003b).

3.7 – Ofiolitos no Brasil

Os remanescentes oceânicos brasileiros, em sua grande maioria, ocorrem nas faixas orogênicas brasilianas, registrando o consumo dos oceanos no Neoproterozóico, e estão associados a ambientes colisionais do tipo continente – arco-de-ilha e continente – continente. Ofiolitos mais antigos, de idades mesoproterozóica e paleoproterozóica, ocorrem na Faixa Sunsás-Aguapeí, a sul do Cráton Amazônico, e no Terreno Alto Moxotó, na Província Borborema, respectivamente (Figura 3.3; *Suita et al.* 2004).

Os ofiolitos brasileiros são predominantemente representados por rochas meta-ultramáficas e/ou metamáficas, plutônicas, acamadadas ou maciças, eventualmente com corpos de cromita podiforme, nodular ou disseminada. Trata-se de corpos alóctones, desmembrados, pequenos a muito pequenos, tectonicamente intercalados com seqüências metavulcano-sedimentares ou metassedimentares. Geralmente, estes corpos exibem metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito, sendo raros os de grau metamórfico mais alto (*e.g.* eclogitos e retro-eclogitos localizados nas regiões de São Sebastião do Paraíso e Pouso Alegre, sul de Minas Gerais; *Suita et al.* 2004).

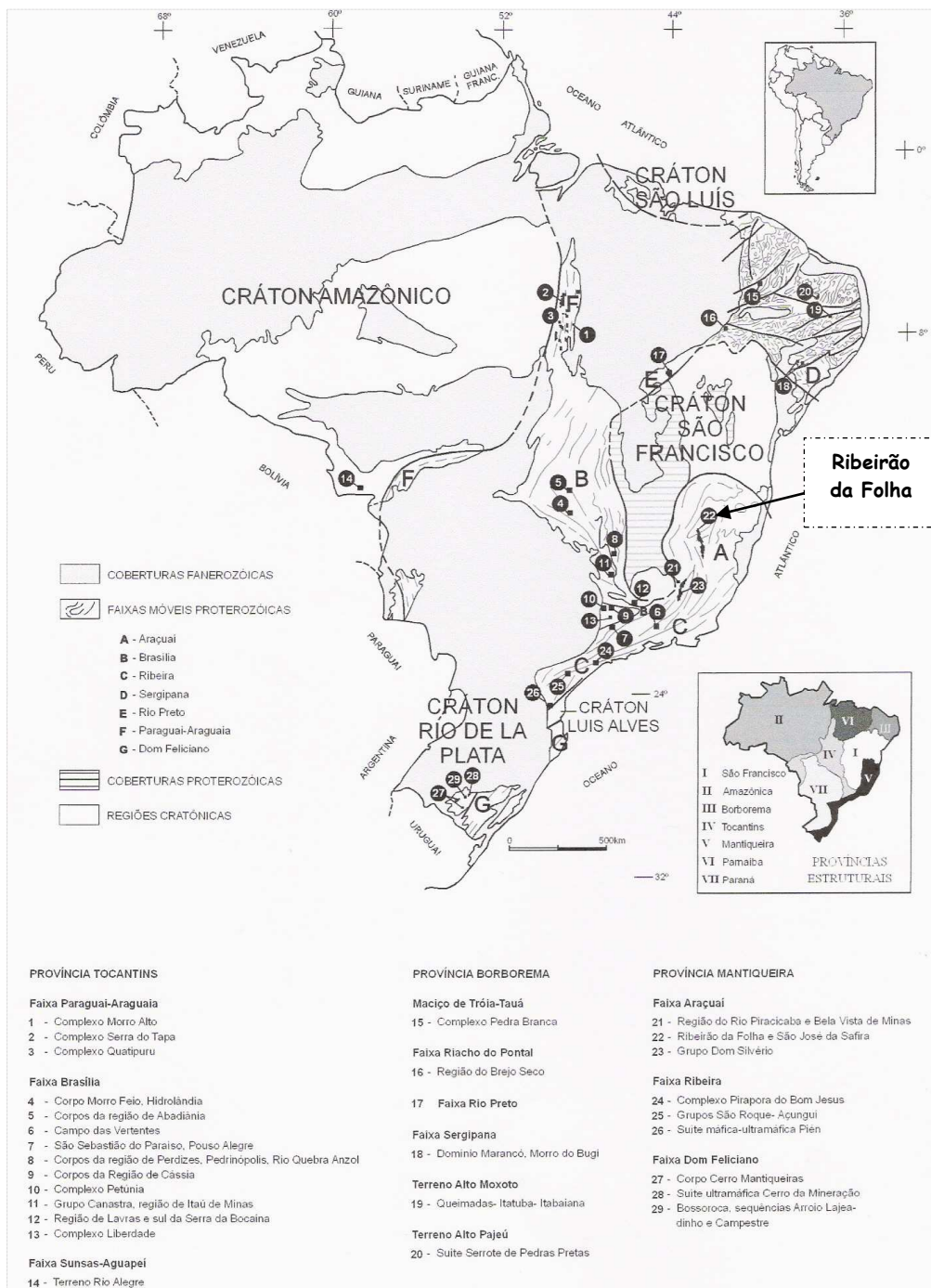


Figura 3.6. Localização das associações ofiolíticas nas faixas móveis brasileiras (Suíta *et al.* 2004).

As seqüências ofiolíticas mais conhecidas do Brasil ocorrem nas faixas Araçuaí, Brasília, Araguaia e Ribeira (Figura 3.6). Na Faixa Araçuaí, remanescentes de rochas de assoalho oceânico têm sido descritas na literatura geológica desde 1990. O mais completo destes registros é o ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira, situado na região central deste sistema orogênico, onde ocorrem rochas meta-ultramáficas com cromita disseminada, orto-anfibolitos (metagabro, metadolerito, metabasalto) e seqüência metavulcano-sedimentar com sulfetos maciços portadores de minerais de prata e indícios de ouro (Pedrosa-Soares 1995, Suíta *et al.* 2004, Queiroga 2006). Os

atributos geoquímicos das rochas metamáficas e meta-ultramáficas revelam assinatura de assoalho oceânico e afinidade com outros complexos ofiolíticos neoproterozóicos. Os dados isotópicos Sm-Nd, tais como ϵNd variável entre +3 e +7, e idades modelo e isocrônica, corroboram a assinatura geoquímica das rochas metamáficas e meta-ultramáficas e indicam formação de litosfera oceânica no Neoproterozóico (Pedrosa-Soares *et al.* 2007 e capítulo 4 desta tese). No setor central da Faixa Brasília ocorrem corpos meta-ultramáficos com cromititos podiformes (*e.g.* Abadiânia, Morro do Feio e Cromínia), que mostram anomalias de platina e/ou ouro em zonas de cisalhamento (Suita *et al.* 2004). Na porção sul da Faixa Araguaia ocorre um dos mais importantes e mais bem estudados ofiolitos brasileiros, o Complexo Quatipuru. Trata-se de um ofiolito com extensão de 40 km e largura variável entre 600 metros a 2,4 km, com orientação preferencial a N-S e algumas inflexões nas direções NE-SW e NW-SE, que originam um aspecto sigmoidal em mapa. É constituído predominantemente por serpentinitos com um envelope de *listwanito* – associação de finas camadas de talco-clorita xisto e espessas camadas de rocha sílico-hematítica que predominam, freqüentemente, sobre as primeiras (Paixão 2009). No ofiolito do Quatipuru, *pods* de cromitito métricos estão hospedados nas rochas ultramáficas e associam-se espacialmente com diques mantélicos. Ocorrências menores de lateritas enriquecidas em elementos do grupo da platina (EGP) também são relatadas por alguns autores (*e.g.* Suita *et al.* 2004). Na Faixa Ribeira, setor central da Província Mantiqueira, os restos ofiolíticos estão representados por rochas metamáficas dos grupos São Roque e Açungui, com assinaturas desde assoalho oceânico a toleitos de arco-de-ilha e idades U-Pb entre 628 e 608 Ma (Suita *et al.* 2004). Maiores detalhes sobre os complexos ofiolíticos do Brasil e respectivos potenciais metalogenéticos podem ser encontrados na síntese apresentada por Suita *et al.* (2004) e nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (1998) e Queiroga *et al.* (2007), para os ofiolitos da Faixa Araçuaí; Paixão *et al.* (2008) e Paixão (2009), para o Complexo Quatipuru – Faixa Araguaia; Strieder & Nilson (1992), Navarro & Zanardo (2005) e Pinheiro & Suita (2008), para os complexos da Faixa Brasília e Tassinari *et al.* (2001) para o ofiolito da Faixa Ribeira.

3.8 – Maciço de Voykar (Montes Urais Polares, Rússia): um exemplo de ofiolito Paleozóico

Como parte do projeto de Doutorado, foi realizada uma excursão temática ao Maciço de Voykar-Rússia, durante os meses de julho e agosto de 2009. O trabalho de campo, inserido no projeto russo “*Caracterização da região de Timan – Urais Polares*”, objetivou o reconhecimento de uma seqüência ofiolítica mais recente (idade Paleozóica), pouco deformada e metamorfisada – se comparada aos ofiolitos pré-cambrianos da Faixa Araçuaí. O ofiolito Voykar situa-se nos Montes Urais Polares, extremo nordeste da Rússia, ao redor do paralelo 66° N (Figura 3.7).

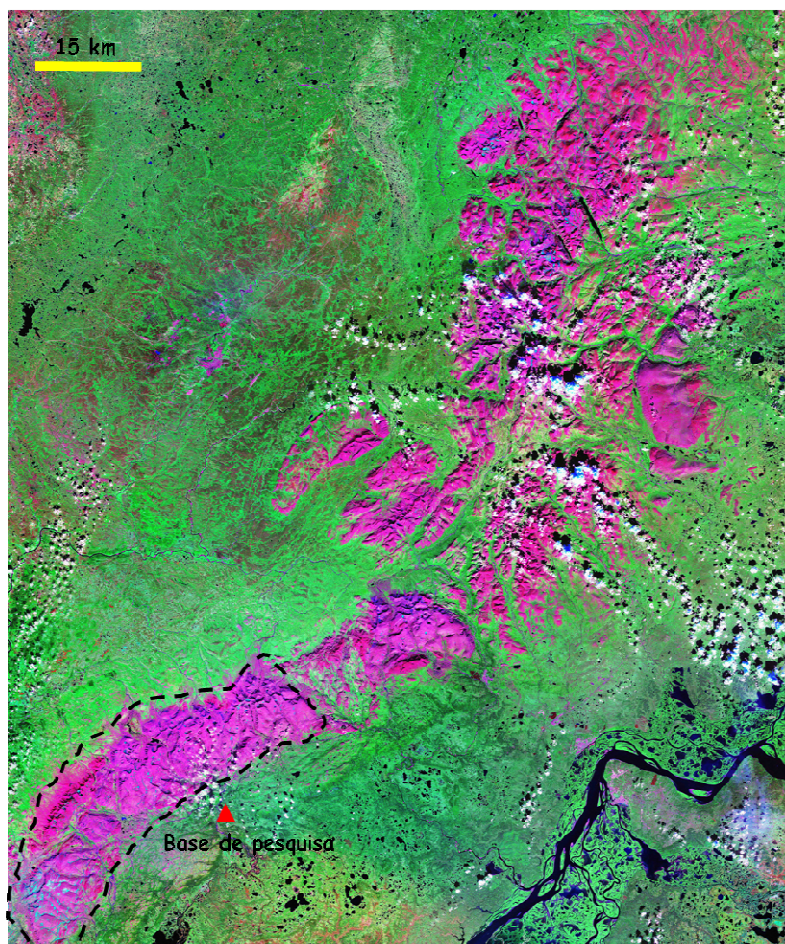


Figura 3.7. Localização do ofiolito Voykar – Montes Urais Polares, Rússia (ofiolito em destaque na figura; modificado de Pertsev *et al.* 2003).

A situação geotectônica da área pesquisada foi descrita detalhadamente por Kuznetsov & Udoratina (2009). De acordo com os autores, os principais eventos geodinâmicos na região dos Urais, que resultaram na construção do Supercontinente Pangea, englobam três etapas principais (Figura 3.8):

- **Limite Neoproterozóico – Cambriano:** colisão de dois continentes neoproterozóicos – Báltica e Arctida – formando o continente Arct-Europeu. Orógeno Pré-Uralides-Timanides na zona colisional;
- **Início do Médio Paleozóico:** colisão entre Arct-Europeu e Laurentia, formando o continente Arct-Laurussia. Orógenos Caledonianos na zona colisional;
- **Paleozóico Superior:** margem uraliana do continente Arct-Laurussia colide com os continentes Sibéria e Kazaquistão, formando o continente Arct-Laurásia (parte norte da Pangea). Orógeno Uralides-Variscides na zona colisional.

Na área do Rio Lagortaju, onde se estabeleceu a base da pesquisa durante o campo (Figura 3.9), ocorre a seção-tipo do ofiolito Voykar – semelhante ao ofiolito de Ribeirão da Folha, Brasil. Um perfil de detalhe ao longo deste rio foi realizado para o reconhecimento das principais unidades desta seqüência ofiolítica. De acordo com dados da bibliografia e com aqueles obtidos em campo, pode-se admitir que o ofiolito Voykar inclui, da base para o topo, os seguintes litotipos (Figura 3.10):

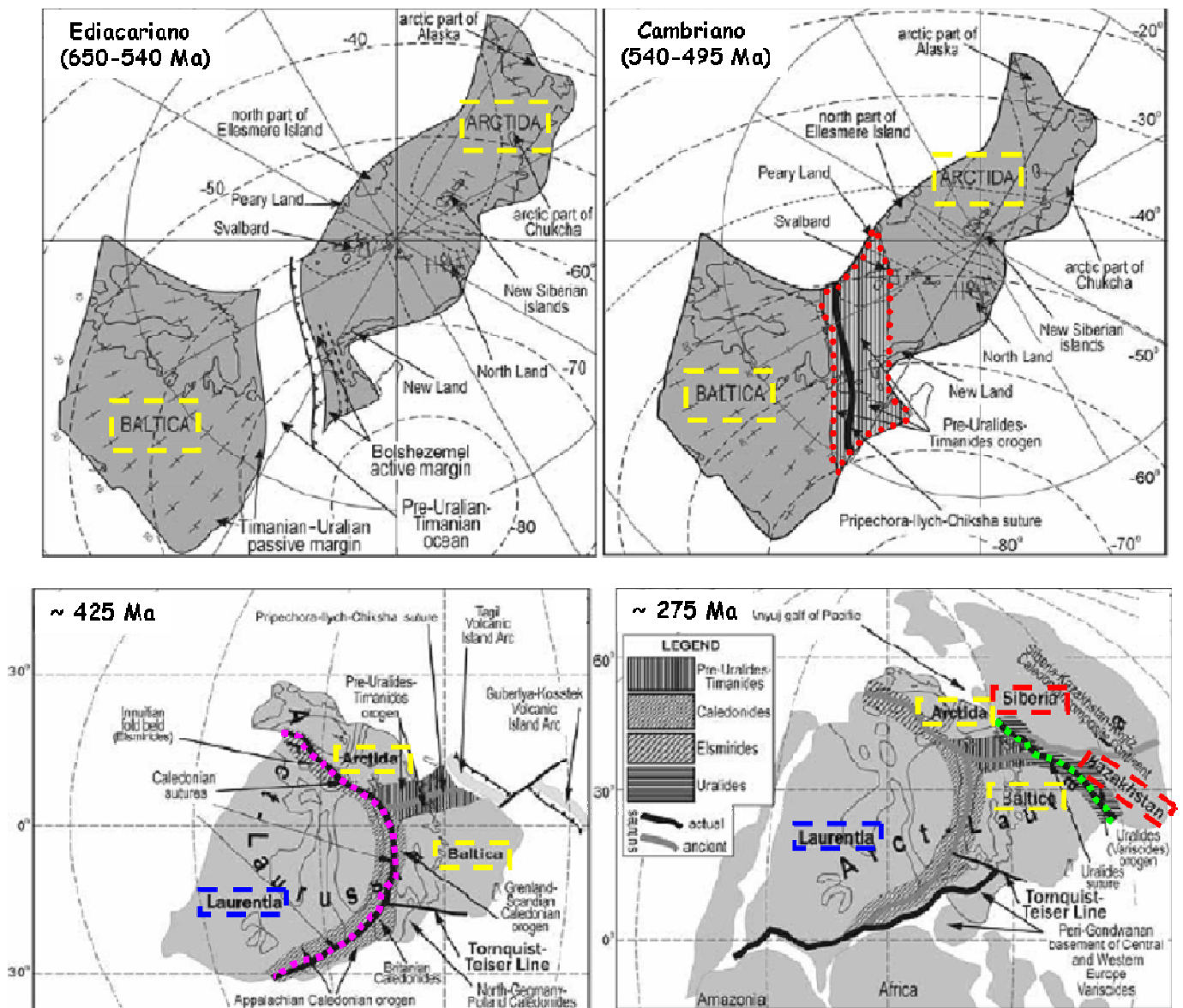
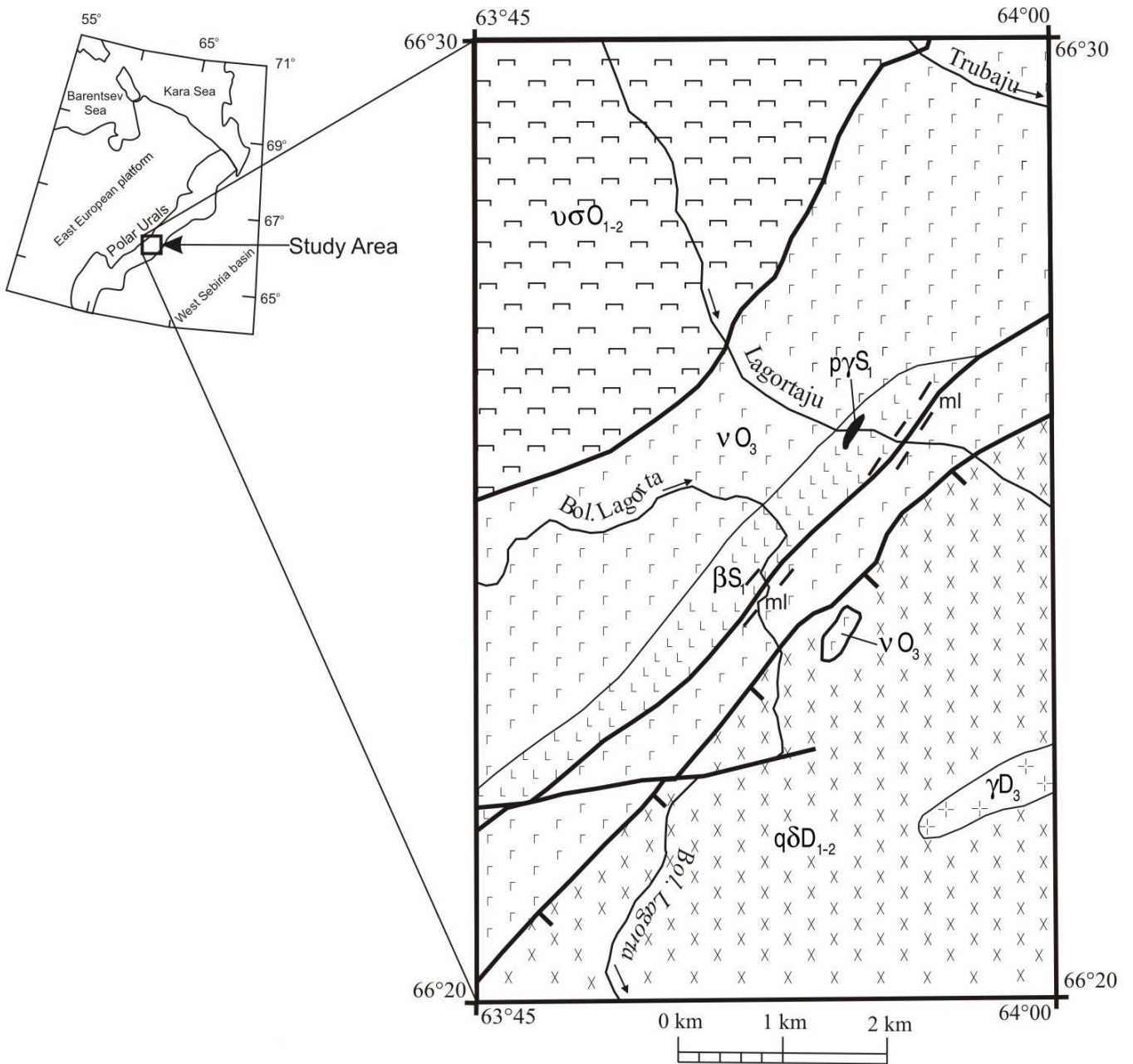


Figura 3.8. Reconstruções paleotectônicas para o Neoproterozóico e Paleozóico na região dos Urais (Kuznetsov & Udoratina 2009).

- **Harzburgito:** rocha residual mantélica dominante, formando a maior parte da seção ofiolítica. Dunito, e mais raramente wherlito, ocorrem associados. Na maioria das vezes, as rochas ultramáficas encontram-se serpentinizadas;
- **Piroxenito e Gabro:** representam cumulados ultramáficos e a seção plutônica de um edifício ofiolítico, respectivamente;
- **Dolerito/diabásio:** correlacionável à seção subvulcânica de uma seqüência ofiolítica. Uma característica interessante é a presença de fenocristais de plagioclásio orientados segundo uma direção preferencial, provavelmente por fluxo ígneo. Enfatiza-se a presença de bolsões e vênulas de plagiogranito encaixados em rochas doleríticas isotrópicas.

É importante ressaltar que a unidade composta por *pillow lavas* está ausente em toda a área de ocorrência – aproximadamente 60 km – do ofiolito Voykar.



Middle Paleozoic Voykar ophiolite complexes:

- | | |
|---|---------------------------------|
| $\boxed{v\sigma D_{1-2}}$ – dunite-harzburgite | $\boxed{\beta S_1}$ – dolerite |
| $\boxed{vO_3}$ – dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro | $\boxed{pyS_1}$ – plagiogranite |

Lower-Upper Devonian Maloural'skaya island arc association:

- | | |
|-------------------------------------|--------------------------------|
| $\boxed{q\delta D_{1-2}}$ – diorite | $\boxed{\gamma D_3}$ – granite |
|-------------------------------------|--------------------------------|

- | | |
|---|-------------------------|
| $\boxed{a/b/c}$ – a. geologic boundary
b. fault
c. thrust fault | \boxed{ml} – mylonite |
|---|-------------------------|

Figura 3.9. Mapa geológico do ofiolito Voykar – Urais Polares, Rússia – na área-tipo ao longo do Rio Lagortaju.

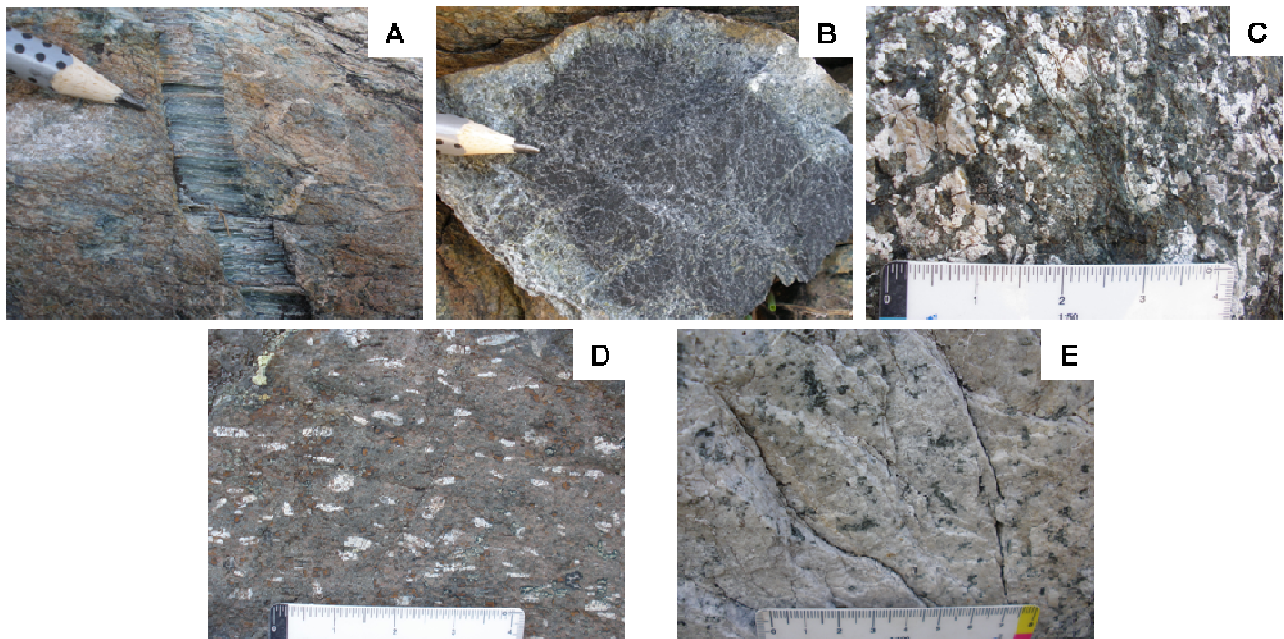


Figura 3.10. Perfil geológico ao longo do Rio Lagortaju, na seção-tipo do ofiolito Voykar. A) Peridotito serpentinizado. B) Piroxenito. C) Gabro. D) Dolerito/diabásio com fenocristais de plagioclásio orientados por fluxo magmático. E) Plagiogranito.

As rochas máficas do ofiolito Voykar possuem afinidade geoquímica com rochas do tipo MORB (Saveliev *et al.* 1999, Pertsev *et al.* 2003). Dados isotópicos Sm-Nd – rocha total na seqüência máfico- ultramáfica – disponíveis para o Maciço indicam um período de cristalização em cerca de 387 ± 34 Ma (Saveliev *et al.* 1999). Devido à falta de precisão desta datação e com intuito de se obter dados mais confiáveis, a doutoranda coletou cinco amostras de plagiogranito para datação pelo método U-Pb LA-ICP-MS (vide metodologia no capítulo 1). Os resultados geocronológicos – primeira datação U-Pb para o Maciço de Voykar - encontram-se a seguir e, como resultado da cooperação científica entre a doutoranda e os russos, foi publicado um trabalho no VII SSAGI – South American Symposium on Isotope Geology (Brasília, 25 a 28 de julho de 2010), disposto no final deste capítulo (Apêndice 3.1), e está sendo produzido um artigo intitulado “LA-ICPMS U-Pb

data for the Voykar Ophiolite Massif: constraints for the age of oceanic crust generation in Polar Urals region”, a ser submetido ao periódico *Geology*.

O estudo geocronológico realizado sobre cinco amostras de plagiogranito, coletados na calha do Rio Lagortaju (Figura 3.9), foram realizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Foram analisados 16 *spots* em 16 cristais, sendo a distribuição das análises disposta no diagrama concórdia da Figura 3.11. Trata-se de zircões com tamanho médio de 100 μm , límpidos e poucas inclusões. Os zircões analisados possuem conteúdos de U e Th no intervalo entre 11-356 ppm e 4-390 ppm, respectivamente, indicando razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ relativamente altas, variando entre 0,24 e 1,09, típicas de grãos derivados de rochas magmáticas. Levando-se em consideração os zircões mais concordantes (< 10% de discordância), conclui-se que a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 427 ± 7 Ma é a melhor aproximação para o evento de cristalização magmática das amostras de plagiogranito, e conseqüentemente, para a geração de crosta oceânica no setor Polar dos Montes Urais - Rússia.

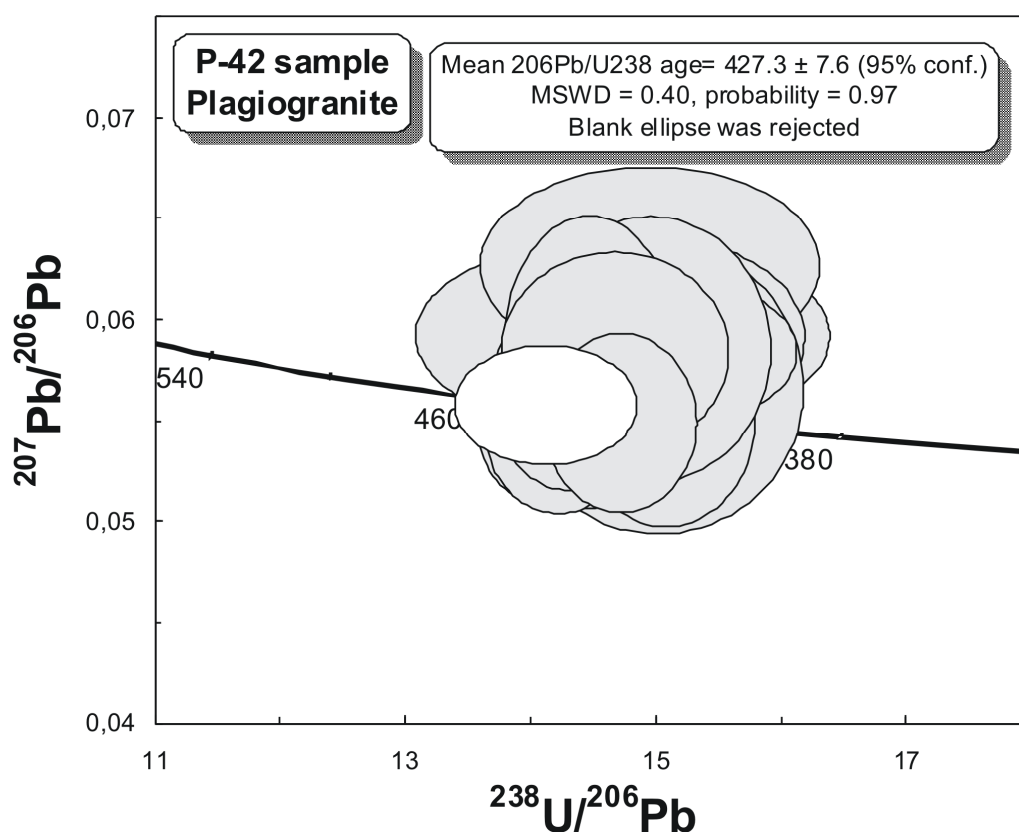


Figura 3.11. Diagrama concórdia das amostras de plagiogranito (P-42).

First U-Pb dating of a plagiogranite from Voykar massif, Polar Urals, Russia

Gláucia Queiroga¹, Maximiliano Martins², Ksenia Kulikova³, Sergey Sychev⁴, Nikolay Kusnetsov⁵, Farid Chemale Jr.⁶, Ivo Dussin⁷, Elton Dantas⁸

¹DEGEO/EM-UFOP, Morro do Cruzeiro, CEP 35400-000, Ouro Preto-MG, glauciaqueiroga@yahoo.com.br, ²CGE/CPMTC/IGC-UFMG, ³RAS-Syktvykar, Rússia, ⁴Geol. Inst., Saint Petesburg, Rússia, ⁵Geol. Inst., Moscow, Rússia, ⁶NUGEO-UFS, ⁷CPGEO/USP, ⁸UnB

INTRODUCTION

The Uralides Orogen is one of the main orogenic belts of the Paleozoic age in the world and was formed during the assembly of Pangaea. Since the Uralides has not extensive overprinted by post-orogenic processes and younger orogenies and plate break-up and dispersal, (Alvarez-Marron 2002), it preserves very well many petrotectonic assemblage. The Voykar massif, located at Polar Urals, Russia (Figure 3.12), is an ophiolite assemblage of mantle tectonite, gabbro-ultramafic plutonic complex and sheeted dike complex, with a MORB-type source. Pillow lava units are missing from all ophiolite massifs of the Voykar zone. The available geochronological data in this region is scarce, based on Rb-Sr mineral isochron and Sm-Nd dating (*e.g.* Buyakayte et al. 1983 and Sharma et al. 1995), respectively. U-Pb in situ zircon analyses (LA-MC-ICPMS) were carried out in a plagiogranite vein associated with dolerite to constrain the magmatic age of the Voykar massif.

GEOLOGICAL SETTING

The Voykar ophiolite occurs within large allocthonous complexes of oceanic and island-arc lithosphere (up to 200 km long, about 20-30 km wide, and more than 4 km thick). These complexes overthrust deformed units of the East-European paleo-continent. Most of the Voykar massif is composed of tectonized mantle harzburgites and dunites. In the central part of the Voykar massif, the plutonic units are exposed at the north-western (Lagorta area) and south-eastern region (Trubaju area) (Figure 3.13). In both regions, the base of the allochthon is marked by exposures of garnet-zoisite amphibole and locally blueschists. The ophiolite sequence includes the following units (Pertsev et al. 2003) (Figure 3.13):

Harzburgite is the dominant mantle residual rock, forming the most part (6-7 km in thick) of the ophiolite section. Dunites and, more rarely, wehrlites occur within harzburgites as veins, dikes

and lens-like bodies, with gabbro-ultramafic section. Interlayered *dunito*, *wehrlite* and *clinopyroxene* (100 to 700 m thick) crop out along the eastern boundary of the harzburgite body and locally along its western boundary, near the base of the allochthon. Rare interstitial diopside and/or anorthite irregularly impregnate dunite; a stronger clinopyroxene enrichment occurs as lens-shaped wehrlite layers with foliated diopside aggregates. *Gabbronorite*, *layered and banded gabbro*, partially metamorphosed under greenschist-facies conditions, occur eastwards of wehrlite and pyroxenite, upward in the section. These rocks are intruded by hornblende pegmatoid gabbro or compose blocks 0.5 to 1.5 km in size within massive isotropic gabbro. *Diabase dikes* (sheeted dikes of both pyroxene and plagiophyric rocks and later plagiophyric dike swarms) crop out east of the gabbro units and are closely akin to isotropic amphibole gabbro, texture of which varies from fine-grained to pegmatite. Abundant screens and xenoliths of dunite, metamorphosed harzburgite, wehrlite and gabbronorite 1 to 10 m sized occur within dikes. The diabases and isotropic amphibole gabbros are intruded by tonalite to the south-east of the massif.

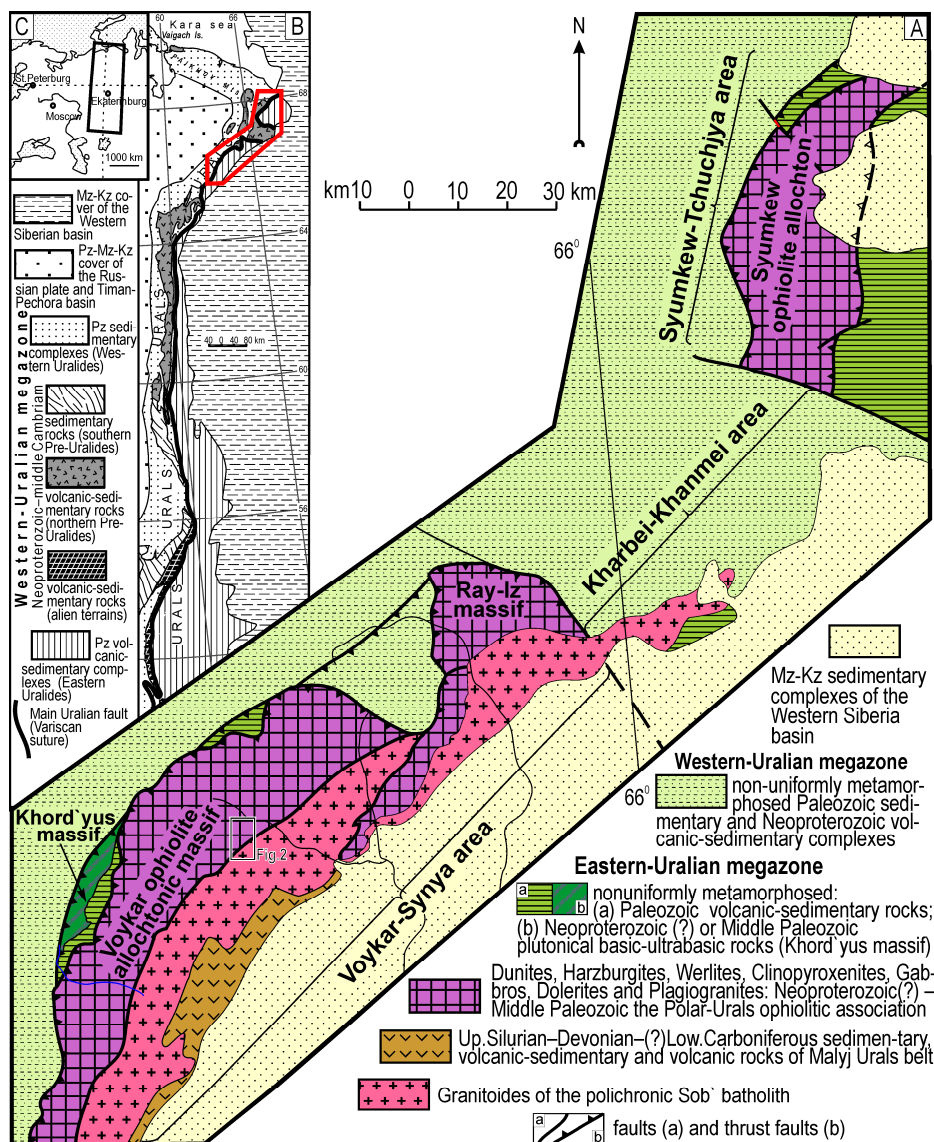


Figure 3.12. Geological map of Polar Urals showing the distribution of the Voykar massif.

Sharma et al. (1995) postulated that the Voykar crustal and mantle rocks are complementary in terms of Nd and Sr isotopic compositions. Their 387 ± 34 Ma Sm-Nd age (whole-rock isochron for a serie of ultramafic and mafic rocks) is constrained by dating of tonalites which cross-cut the eastern margin of the Voykar ophiolite (400 ± 10 Ma; Buyakayte et al. 1983).

METHOD AND RESULTS

Plagiogranite samples of the Voykar massif, in its northeast portion, were collected for geochronological dating (Figures 3.13 and 3.14). After heavy mineral separation, all zircons were mounted in epoxy in 2.5-cm-diameter circular grain mounts and polished until the zircons were just revealed. Handpicked zircons were micro photographed in transmitted and reflected light. Zircon grains are dated with laser ablation microprobe (New Wave UP213) coupled to a MC-ICP-MS (Neptune) at the Isotope Laboratory of Brasília University (UnB).

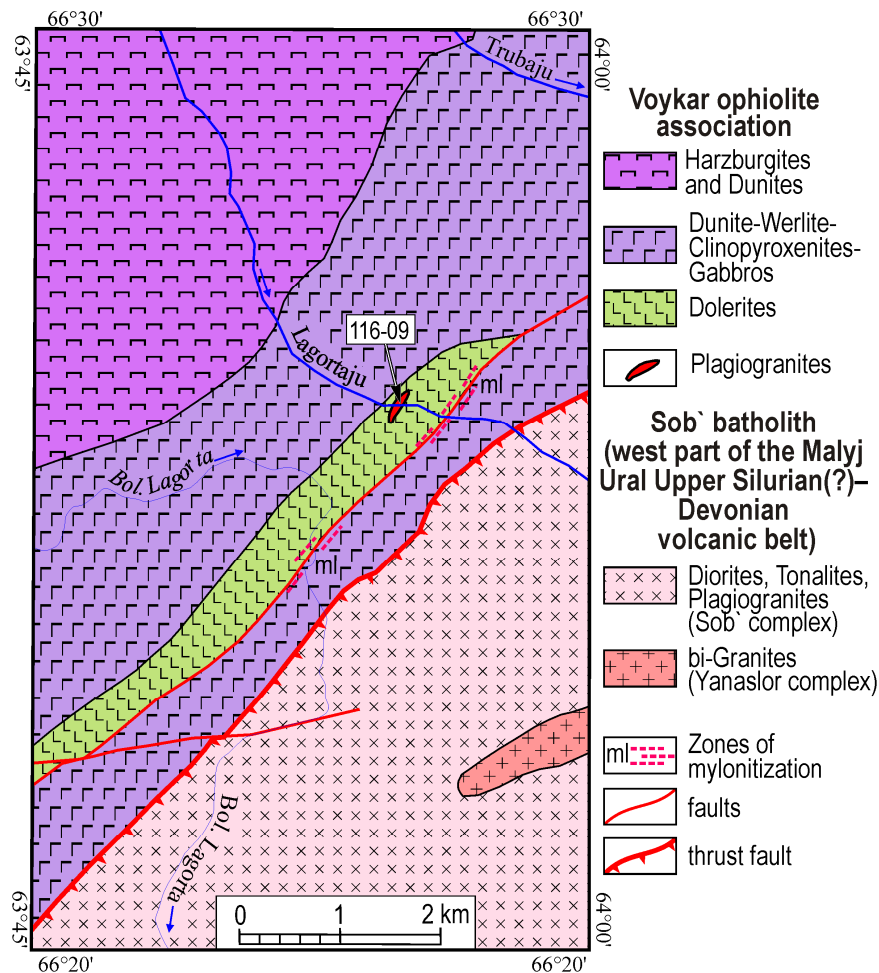


Figure 3.13. Geological sketch map showing the sampled plagiogranite associated to dolerites.

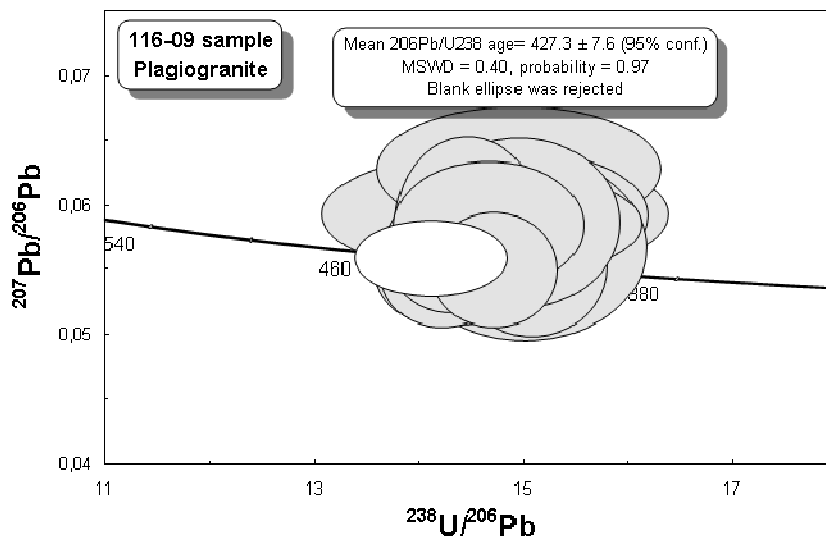


Figure 3.14. Concordia diagram for the plagiogranite samples.

The zircon crystals recovered are colorless, prismatic and very clean. U-Pb analyses yielded concordant results, indicating a magmatic crystallization age of 427 ± 7 Ma (Figure 3.14).

CONCLUSIONS

The U-Pb age from magmatic zircon grains of a plagiogranite sample introduce a different view on the age of the Voykar ophiolite. The new zircons age obtained for the Voykar ophiolite (427 ± 7 Ma; *Wenlock* Period or Middle Silurian) constrains the timing of oceanic crust generation in the precursor basin of the northern Uralides region. The reported island-arc sequences were dated at 400 ± 10 Ma, whereas the first subduction related magmatism of Andean-I-type granites of Urals Mountains were dated to about **370 to 350** Ma (Upper Devonian to Lower Carboniferous) (Bea et al. 2002), suggesting a relative time between the Voykar ophiolite and the beginning of subduction process in the Urals mountains. .

The 387 ± 34 Ma age for the massif, obtained by Sharma *et al.* (1995), is thus not precise and too discordant with the starting time of the rifting stage in the development of the northern Uralides (Late Cambrian – Early Ordovician).