UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

RECONHECIMENTO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROTO-
MARGEM ANDINA DO CENTRO-NORTE PERUANO, BASEADA EM
DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DO EMBASAMENTO DA
CORDILHEIRA ORIENTAL NA REGIÃO DE HUÁNUCO-LA UNIÓN

AGUSTIN CARDONA MOLINA

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

DEDALUS - Acervo - IGC

30900021402

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani	
Examinadores:	Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira	
	Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó	
	Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher	
	Prof. Dr. Wilson Teixeira	

SÃO PAULO
2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

RECONHECIMENTO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA
PROTO-MARGEM ANDINA DO CENTRO-NORTE PERUANO,
BASEADA EM DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DO
EMBASAMENTO DA CORDILHEIRA ORIENTAL
NA REGIÃO DE HUÁNUCO-LA UNIÓN

Agustín Cardona Molina

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2006

*A mis padres Silvia y Mario,
y a mi adorada Marcela
por el amor incondicional*

*"El más escéptico de todos
es el Tiempo,
que con los Nos hace Sis
y con el odio amor
y al contrario.
Y si el río no remonta su fuente,
y si la manzana caída no salta
y se reúne a su rama
es porque te falta paciencia para creerlo".*

Paul Valéry
Salmo T., de El cementerio marino

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento e os resultados desta pesquisa foram possíveis pelo envolvimento de diferentes pessoas e instituições, as quais eu gostaria de agradecer a continuação.

Para começar a meu orientador Prof. Dr. Umberto Cordani por ter aberto as portas para a pós-graduação no Brasil, pela orientação, apoio e discussão constante ao longo do desenvolvimento da pesquisa, e com grande admiração pelas lições em Ciência, Geologia e na vida.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela possibilidade e as condições para realizar a pós-graduação, e os seus professores pela grande disposição. Gostaria de agradecer a ajuda e disposição dos Professores Doutores Colombo Tassinari, Marly Babinsky, Miguel Basei, Wilson Teixeira, Jorge Bettencourt, Caetano Juliani.

À FAPESP pela bolsa de Doutorado outorgada, processo 02/07248-3

Ao grupo do Centro de Pesquisas Geocronológicas, Helen, Ivone, Liliane, Mitzi, Vasco, Arthur, Key, Walter e Solange, e Sandra, Paulinho e Marcos dos Laboratórios de Química e a Microsonda do Instituto, pela colaboração no trabalho de laboratório.

Aos funcionários do Instituto de Geociências pela colaboração constante, e em especial a Tadeu, Ana Paula Cabanal, Magali Poli Fernandes Rizzo, Zé Carlos, pela disposição e a amizade.

Aos funcionários da Laminação do Instituto de Geociências, Luiz Mogueira, Paulo Morgato, Cláudio Hoop e Paulo Molinaro, pelo trabalho competente e pela rapidez na preparação e elaboração das lâminas petrográficas.

Ao Instituto Geológico Minero e Metalúrgico do Peru (INGEMMET) e seus diretivos pelo apoio total nas diferentes fases de campo deste projeto. Aos engenheiros geólogos Agapito Sanchez, Jorge Galdos e Alberto Zapata do INGEMMET pelo grande apoio e as discussões no campo.

A Richard Armstrong e Allen Nutman da Universidade Nacional de Austrália, e a Joaquin Ruiz e Victor Valencia da Universidade de Arizona pelo grande interesse no projeto, a generosidade e a disposição para obter as análises U/Pb *SHRIMP* e *LA-ICP-MS* em zircão.

A Udo Zimmermann e *ESPECTRAU* da Universidade de Johannesburgo pela possibilidade de utilizar a microsonda eletrônica e a fluorescência de raios X.

Aos “*amigotes*” Andrés e Paula pela amizade, a geologia e a metafísica de tanto tempo, assim como seu apoio para que este trabalho tivesse uma conclusão.

Ao "*mismísimo*" Paul pela amizade e as diversas aventuras geológicas.....

Ao César e Michelle pela amizade e apoio que começo no Brasil a qual ainda continua.

Aos amigos da “*Casa del Ritmo*” Alejo, Marta, Ariana, Fercho, Mauro e Maria pela possibilidade de compartilhar bons momentos e a ajuda constante.

Aos colegas e amigos Brasileiros Neivaldo, Lilliane, Leo, Cely, Cinthya, Roseanne, Milene, Frederico, Sergio, Guano, Lucelene, por sua amizade e as enriquecedoras discussões.

Ao Marcelo Januário (Ceará) pela ajuda com a revisão do português.

Finalmente a Marcela, minha companheira na vida, pelo seu amor e amizade sem limites, assim como pela sua ajuda infatigável e indispensável em todas as fases desta pesquisa.

RESUMO

Foram realizadas análises petrográficas, geoquímicas (rocha total e minerais selecionados), geocronológicas (U/Pb *SHRIMP*, *LA-ICP-MS* e *TIMS* em zircão, Ar-Ar e K-Ar em micas, e Rb-Sr em muscovita e rocha total) e análises isotópicas de Nd em rochas metamórficas do embasamento Pré-Mesozóico (Complexo Marañon) da Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos nos 10° de latitude sul, visando identificar as características principais da sua evolução tectônica (ambiente de formação dos protólitos, de proveniência e do metamorfismo), a temporalidade e a correlação dentro do contexto geológico da Proto-Margem Andina. Estes resultados foram complementados com análises geoquímicas (rocha total) e/ou geocronológicas (U/Pb *SHRIMP* em zircão, Ar-Ar e K-Ar em micas e anfibólio), em amostras selecionadas, de granitóides intrusivos nas rochas metamórficas e em rochas sedimentares Carboníferas discordantes nas metamórficas nesta mesma região, assim como em outras exposições isoladas de embasamento metamórfico localizado ao norte do Peru na Cordilheira Oriental e na região costeira entre os 6° e 8° latitude sul.

A integração das observações estratigráficas, as características petrológicas e principalmente dos resultados geocronológicos U/Pb obtidos em zircões detriticos de seis amostras de metassedimentos, e em zircões metamórficos e ígneos de um ortognaisse e um granitóide milonítico, assim como a as idades metamórficas K-Ar, Ar-Ar e Rb-Sr obtidas em diferentes amostras de xistos, permitiram dividir as rochas metamórficas do Complexo Marañon aos 10° de latitude sul em três unidades litoestratigráficas informais com um registro sedimentário, magmático e metamórfico particular: (1) o Gnaisse de Huánuco que inclui um ortognaisse formado a ~613 Ma e metamorfsado posteriormente na fácies anfibolito, contemporaneamente com a intrusão de um granitóide entre 480-460 Ma; (2) os Xistos de Huánuco constituídos por protólitos sedimentares e vulcânicos formados com posteridade a 460 Ma e metamorfsados a ~420 Ma em condições de P e T calculadas em algumas amostras de 7-10Kb e 540-660°C e 3-5 Kb e 325°-450°C; (3) os Xistos de La Unión, também com protólitos vulcanossedimentares formados depois de 315 Ma apresentam um metamorfismo na fácies xisto verde (3-4 Kb e 350-400° C) que aconteceu a ~300 Ma.

As características geoquímicas dos xistos de Huánuco e de La Unión indicam que os protólitos sedimentares foram derivados da mistura entre um embasamento continental antigo e de fontes magmáticas de composição predominantemente félsica. Já a discriminação do ambiente tectônico sugere uma afinidade com uma margem continental do tipo Andino. As rochas metavulcânicas associadas destas duas unidades apresentam características geoquímicas concordantes com um ambiente de arco ou retro-arco, que pode indicar mudanças nas características da subducção.

O $\epsilon_{\text{Nd}}(450 \text{ Ma e } 310 \text{ Ma})$ entre -6.3 – -12.5 e -7.1 – -13.2 calculado para a idade de sedimentação dos protólitos dos Xistos de Huánuco e La Unión assim como as idades modelo entre 1.6 e 2.1 Ga, indicam a derivação de um embasamento continental antigo e semelhante para as duas unidades. As rochas metavulcânicas apresentam $\epsilon_{\text{Nd}}(450 \text{ Ma e } 310 \text{ Ma})$ positivos concordantes com ambientes extencionais de intra-arco ou retro-arco.

As idades detriticas U/Pb Mesoproterozoicas a Arqueanas dos zircões das rochas metassedimentares, assim como as idades modelo do Nd (Meso a Paleoproterozóicas) sugerem que as unidades do Complexo Marañon foram formadas na margem ocidental da Gondwana, numa posição próxima ao Cráton Amazônico. A presença de uma importante população de zircões detriticos Neoproterozóica a Cambriana e a idade Neoproterozóica de cristalização do Ortognaisse de Huánuco sugere uma configuração geológica alternativa neste segmento da margem, com a instalação de uma margem continental ativa, associada à fragmentação mais jovem de Rodinia e a proximidade dos terrenos Avalonia-Cadomia. As populações de zircões mais novas indicam o retrabalhamento dos orógenos previamente formados e a existência de fontes magmáticas ao longo do Paleozóico. As amostras de metassedimentos incluídos no Complexo Marañon das regiões ao norte da área de pesquisa apresentam um padrão geocronológico de zircões detriticos comparáveis.

As análises U/Pb, Ar-Ar e K-Ar em granitóides e migmatitos indicam a existência de diferentes eventos plutônicos no Carbonífero, Permiano, Jurássico e Eoceno. As características geoquímicas de alguns destes granitóides sugerem uma afinidade com um ambiente de arco magmático, e os valores de ϵ_{Nd} obtidos em alguns dos granitóides estão entre 4 e -3.2, sugerindo a mistura de um magma mais juvenil com o Complexo Marañon. As rochas sedimentares do Carbonífero Inferior apresentam características geoquímicas afins com o retrabalhamento dos Xistos de Huánuco, assim como a adição de um componente magmático félsico.

Já na região costeira do norte de Peru a análise U/Pb *SHRIMP* de um paragnaisse do maciço de Illescas, previamente considerado como Precambriano, apresenta uma idade de metamorfismo de ~257 Ma, e pode ser correlacionável com a evolução tectônica do embasamento dos Andes Equatorianos que constitui um terreno suspeito continental acrecionado .

Este conjunto de dados sugere que a evolução tectônica Paleozóica da proto-margem Andina na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos é interpretada como característica de um orógeno do tipo acrescional extensional caracterizado por uma subducção contínua, a formação e inversão local de bacias de intra-arco e retro-arco, o magmatismo e o “canibalismo” dos orógenos previamente formados. A aparente ausência de mudanças significativas na proveniência, sugere a ausência de acreção de terrenos continentais.

O posicionamento temporal e a natureza orogênica deste embasamento é correlacionável com outros domínios Andinos, e em conjunto são integrados no orógeno Terra Australis que corresponde à margem ativa da Gondwana entre o Neoproterozóico e o Paleozóico Médio, formada depois da fragmentação da Rodinia e associada à evolução do proto-Pacífico. A evolução do Paleozóico Superior teria relação com as Gondwanide ou Alleghanides que incluem os orógenos colisionais ou acrescionais associados com a Formação da Pangea.

A instalação da margem ativa Meso-Cenozóica na margem Peruana está representada pelos vestígios de um magmatismo de arco Triássico, Jurássico e Eoceno encontrados na região de pesquisa.

ABSTRACT

Petrographic, whole rock and mineral geochemistry, geochronology (U/Pb SHRIMP, LA-ICP-MS e TIMS in zircon, Ar-Ar and K-Ar in micas, and Rb-Sr whole rock-muscovite), and Nd isotopic analyses were carried on the Pre-Mesozoic basement (Marañon Complex) of the Eastern Cordillera of the Peruvian Andes, at 10° of latitude south. The results allow characterizing the main trends of the protoliths and metamorphic tectonic evolution, the chronology and the correlation within the Proto-Andean tectonic evolution.

Additionally, whole rock geochemistry and/or geochronology (U/Pb SHRIMP in zircon, Ar-Ar e K-Ar in amphibole and micas) were obtained on selected samples from intrusive plutonic and Carboniferous sedimentary rocks spatially associated with the Marañon Complex at this region as well as in selected basement localities between 6° and 8° south.

Lithostratigraphic observations integrated with petrologic, detrital U/Pb zircon geochronology from metasedimentary rocks, metamorphic and magmatic zircon from an ortogneiss and a granitoid as well as metamorphic K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr geochronology on the metamorphic rocks allows to divide the Marañon Complex at 10° south in three main lithostratigraphic units, with a particular sedimentary, magmatic and metamorphic evolution: (1) an ortogneiss that crystallized at ~613 Ma and was metamorphosed at the amphibolite facies contemporary with the intrusion of a granitoid between 480-460 Ma group within the Gneiss and mylonite of Huánuco, (2) The Huánuco Schists that includes volcanosedimentary protoliths formed after 460 Ma and metamorphosed at 420 Ma with calculated pressure and temperatures for selected amphibolite facies rocks of 7-10Kb and 540-660° C and greenschist facies rocks 3-5 Kb and 325°-450° C, (3) La Union schists, also with volcanosedimentary protoliths formed after 315 Ma, and metamorphosed in the greenschist facies with pressures and temperatures between 3-4 Kb and 350-400° C around ~300 Ma.

Whole rock geochemical signatures of the Huánuco and La Union Schist suggest that the protoliths were derived from the mixture between and older an evolved basement and felsic magmatic rocks, whereas tectonic discrimination analysis suggest an affinity with an Andean type tectonic setting. Associated metavolcanic rocks from both units are also akin with an extensional intra-arc or back-arc setting.

$\epsilon_{\text{Nd}}(450 \text{ Ma e } 310 \text{ Ma})$ values between -6.3 – -12.5 and -7.1 – -13.2 and model ages T_{DM} between 1.6 e 2.1 Ga for the Huánuco and La Union protoliths suggest that they were derived from a similar older continental basement. Metavolcanic rocks from these units show positive $\epsilon_{\text{Nd}}(450 \text{ Ma e } 310 \text{ Ma})$ that are characteristic of a back-arc or inter-arc extensional setting.

Mesoproterozoic through Archean U/Pb detrital or inherited zircon ages and Meso to Paleoproterozoic Nd model ages suggest that the different units of the Marañon Complex were formed at the western margin of Gondwana close to the Amazon Craton. The existence

of a Neoproterozoic crystallization age for the Huanuco orthogneiss and the extensive Neoproterozoic through Cambrian detrital zircon population suggest alternative reconstructions for this segment of the margin, with an active margin associated with an earlier Rodinia fragmentation and/or the connection with the Avalonia-Cadomia peri-Gondwanan terranes. Younger zircon ages suggest both the reworking of the previously formed orogen and the existence of extensive Paleozoic magmatic sources.

U/Pb, Ar-Ar and K-Ar data of granitoids and migmatites, suggest the existence of Carboniferous, Permian, Jurassic and Eocene plutonic events that show geochemical affinities with magmatic arc environment. ϵ_{Nd} from selected granitoids are between $4 \text{ e } -3.2$, and suggest a mixture between juvenile material and the basement rocks of the Marañon Complex. Early Carboniferous sedimentary rocks show geochemical affinities with the reworking of the Huánuco Schist and a felsic magmatic component.

U/Pb SHRIMP analysis from a paragneiss of the Illescas Massif in the northern Peruvian coast shows a 257 Ma metamorphic age that neglects previous Precambrian interpretations, and suggests a feasible link with the Ecuadorian Andes suspect terranes.

The obtained data from the Eastern Cordillera of the Peruvian Andes are interpreted in terms of an extensional Paleozoic accretionary orogen, characterized by continuous subduction, the local formation and inversion of intra-arc and back-arc basin, associated magmatism and the continuous cannibalism of the previously formed orogens.

The nature and temporal context of this orogenic evolution is comparable with other Andean domains, and together are included within the Terra Australis orogen that represents the active Neoproterozoic-Middle Paleozoic margin of western Gondwana that follows Rodinia break-up. The Late Paleozoic orogen is correlatable with the Gondwanides or Alleghanide orogens that were associated to Pangea formation.

Triassic, Jurassic and Eocene arc related magmatism in this segment of the Peruvian Andes is related with the installation of the active continental margin that characterized the Andean type orogeny.

TABELA DE CONTEÚDO

1 INTRODUÇÃO	1
2 MÉTODOS EXPERIMENTAIS	5
2.1 Levantamento bibliográfico	5
2.2 Geologia de Campo	5
2.3 Petrografia	6
2.4 Geotermobarometria	6
2.5 Geoquímica de Rochas	7
2.6 Geocronologia	8
2.6.1 Métodos U/Pb em zircão	9
2.6.2 Métodos Ar-Ar e K-Ar	11
2.6.3 Método Rb-Sr	13
2.6.4 Método Sm-Nd	15
3 ENQUADRAMENTO TECTÔNICO DOS ANDES PERUANOS E DA CORDILHEIRA ORIENTAL ENTRE OS 6° e 10° DE LATITUDE SUL	18
4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	22
5 HISTÓRICO DOS TRABALHOS ANTERIORES NA CORDILHEIRA ORIENTAL E MARCO ESTRATIGRÁFICO PARA O COMPLEXO MARAÑÓN	23
5.1 Marco estratigráfico regional do Complexo Marañón	24
5.2 Marco estratigráfico regional do Complexo Marañón na área de pesquisa	27
6 GEOLOGIA E PETROLOGIA DO COMPLEXO MARAÑÓN	30
6.1 Gnaisses de Huánuco	33
6.2 Xistos de Huánuco	34
6.3 Xistos de La Unión	47
6.4 Química mineral e termobarometria	52
6.4.1 Gnaiss de Huánuco	52
6.4.2 Xistos de baixo grau de Huánuco	53
6.4.3 Xistos de médio grau de Huánuco	54
6.4.4 Xistos de La Unión	59
6.5. Síntese Metamórfica	60
7 ROCHAS PLUTÔNICAS E MIGMATITOS	64
8 MACIÇO DE ILLESCAS E COMPLEXO DE OLMOS (Norte do Peru)	67
9 GEOQUÍMICA	69
9.1 Geoquímica do Complexo Marañón	69
9.1.1 Metassedimentos de Huánuco e de La Unión	69
9.1.2 Rochas metamáficas	79
9.2 Granitóides de Huánuco e Panáo	97
9.3 Grupo Ambo	98
10 RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS	103
10.1 Resultados U/Pb em zircão	103
10.1.1 Gnaiss e Granito milonitizado de Huánuco	103
10.1.2 Xistos de huanuco	106
10.1.3 Xistos de La Unión	108
10.1.4 Granitóides associados ou intrusivos no Complexo Marañón, na região central (Huánuco, Puerto Durand e Panáo)	112
10.1.5 Xistos de baixo grau de Patáz e Kuelap	117
10.1.6 Maciço de Illescas (norte do Peru)	118
10.2 Geocronologia Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar	120
10.2.1 Xistos de baixo grau de Huanuco	120
10.2.2 Xistos de médio grau de Huanuco	128
10.3.3 Xistos de La Unión	129
10.3.4 Granitóides associados ou intrusivos no Complexo Marañón, na região central (Huánuco, Puerto Durand e Panáo).	133
10.3.5 Gnaiss e granito de Illescas	138

11 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd	140
11.1 Rochas metassedimentares do Complexo Marañon (Xistos de Huánuco e Xistos de La Unión).	140
11.2 Rochas metabásicas do Complexo Marañon.	146
11.3 Granitóides associados ao Complexo Marañon.	148
11.4 Rochas do Maciço de Illescas e Complexo Olmos (Norte do Peru).	149
12 CONTRIBUIÇÃO PARA A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO COMPLEXO MARAÑON.	151
12.1 Controles geocronológicos.	151
12.2 Análise de Proveniência.	154
12.3 Considerações paleogeográficas.	161
13 EVOLUÇÃO TECTÔNICA E CORRELAÇÕES REGIONAIS	168
13.1 Eventos tectônicos pré-Silurianos	168
13.2 Evolução geológica Siluro-Devoniana	172
13.3 Evolução geológica Permo-Carbonífera	173
13.5 Síntese da evolução tectônica regional	175
13.6 O início da Orogenia Andina	178
REFERÊNCIAS	179
ANEXOS	198

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Regiões fisiográficas dos Andes Peruanos.	2
Figura 2. Mapa tectônico do Norte de Peru.	3
Figura 3. Mapa dos principais domínios do embasamento do Peru, incluindo as áreas de embasamento e magmatismo Pre-Andino.	25
Figura 4. Diagrama concórdia apresentado por Dalmayrac et al. (1988) de um paragneisse da região de Huánuco-Puente Durand (10° de latitude sul).	26
Figura 5. Relação de inconformidade entre as rochas Carboníferas e os Xistos de Huánuco.	28
Figura 6. Relação de inconformidade entre as rochas Ordovicianas (A) e xistos do Complexo Marañon (B) na região de Huacar (ver mapa 1).	28
Figura 7. Exemplo de estratificação reliquiar nos Xistos de baixo e médio grau de Huánuco (A e B) e os Xistos de La Unión.	32
Figura 8. Porfiroblastos de feldspatos (F) e mica fish (MF) rodeados pela fábrica milonítica de moscovita (M) e biotita (B) do Gnaiss de Huánuco (CM-80).	34
Figura 9. Granito milonítico (CM-131A), porfiroclastos de feldespato, quartzo recristalizado e micas finas definindo a fábrica da rocha.	34
Figura 10. Calcita com geminação do tipo I e II.	37
Figura 11. Quartzo (Q) com extinção ondulante, e bordas de dissolução.	37
Figura 12. Veios (V) de quartzo e resíduos insolúveis associados à crenulação.	37
Figura 13. Xisto micáceo com uma aparente textura sedimentar em níveis de clorita recristalizada e fragmentos de quartzo (CM-67).	41
Figura 14. Xisto micáceo com clorita (c) folhada (CM-61).	41
Figura 15. Mecanismos de deformação do quartzo das amostras CM-66 e CM-72.	41
Figura 16. Xistos calcários CM-59 (a) e CM-67 (b), a calcita apresenta dois tipos de geminação segundo a classificação de Ferril (1991).	41
Figura 17. Granada pre a sin tectônica amostras CM-53 (A) e CM-85 (B).	42
Figura 18. Biotita bem formada nos xistos CM-83 (A) e CM-84 (B).	42
Figura 19. Xistos verdes CM-59 (A) e CM-181 (B).	42
Figura 20. Relictos de moscovita (M) e clorita (C) formando a Sn, (A) CM-66 e (B) CM-70.	44
Figura 21. Fábrica de transposição principal Sn+1 definida pelas micas, (A) CM-63, (B) CM-72.	44

Figura 22. Crenulação Sn+2, (A) associada a dobras (CM-77), (B) associada à recristalização (CM-61).	44
Figura 23. Porfiroblasto de albita(A) com inclusões discordantes de epidoto (E) no núcleo e concordantes nas bordas (CM-96).	50
Figura 24. Xisto de actinolita (Ac), clorita(C) e albita (A) (CM-125).	50
Figura 25. Xisto micáceo com porfiroblastos de albita (A)e fábrica de grafita discordante (CM-131).	50
Figura 26. Xisto micáceo com porfiroblastos de granada (G) retrogradados à clorita (CM-108).	50
Figura 27. Xisto micáceo com granada (CM-228).	56
Figura 28. Perfil composicional da granada (CM-228).	56
Figura 29. Xisto micáceo com granada (CM-178).	56
Figura 30. Perfil composicional da granada (CM-177).	56
Figura 31. Xisto anfibólico com granada (CM-178).	56
Figura 32. Perfil composicional da granada (CM-178).	56
Figura 33. Xisto anfibólico com granada (CM-166b).	58
Figura 34. Perfil composicional da granada (CM-166b).	58
Figura 35. Xisto micáceo com granada e estauroлита (CM-226).	58
Figura 36. Perfil composicional da granada (CM-226).	58
Figura 37. Condições de metamorfismo e trajetória metamórfica dos Xistos de Huánuco.	63
Figura 38. Granodiorito porfiritico (Região de Ambo).	68
Figura 39. Contato intrusivo granitoides e Xistos de Huánuco.	68
Figura 40. Migmatito nebulítico CM-222.	68
Figura 41. (A) Migmatito bandeado CM-35, (B) Gnaiss de plagioclasio + quartzo + granada + silimanita CM-199.	66
Figura 42. Estruturas sedimentares preservadas nos filitos e metaarenitos do Complexo Olmos.	68
Figura 43. Estrutura gnaissica (A) e migmatítica (B) do Gnaiss de Illescas.	68
Figura 44. Diagrama de classificação de protólitos sedimentares (Roser e Nathan, 1997).	71
Figura 45. Relações entre elementos químicos transportados como componentes do material detrítico (Murphy, 2002).	71
Figura 46. Diagramas das terras raras normalizados ao condrito das unidades metassedimentares do Complexo Marañon, comparados com o folhelo tipo PAAS (Australiano Pos-Arqueano) representativo da crosta superior.	73
Figura 47. Diagrama Cr/V versus Y/Ni para discriminar aportes de afinidade ofiolítica ou a contribuição de cromita também associada ao mesmo tipo de fontes.	73
Figura 48. Diagrama discriminador de possíveis enriquecimentos na assinatura química pela presença de minerais pesados.	73
Figura 49. Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc.	75
Figura 50. Diagramas K ₂ O vs Rb e TiO ₂ para discriminar a existência de fontes magmáticas.	75
Figura 51. Comparação das diferentes unidades com arenitos de ambientes tectônicos específicos e algumas das razões entre elementos discriminadores de ambiente tectônico.	77
Figura 52. Diagramas de discriminação tectônica Th-Sc-Zr/10 (X),La-Th-Sc (Y), (Z) Diagrama La/Th vs Hf.	77
Figura 53. Diagrama Ti/Zr vs La/Sc de discriminação de ambiente tectônico (Bhatia e Crook, 1986).	78
Figura 54. Diagramas multielementais das diferentes unidades do Complexo Marañon normalizadas à crosta superior, e comparadas com arenitos de arco.	78
Figura 55. Diagramas de Harker dos Xistos de La Unión, relacionando o Zr vs elementos considerados móveis.	80

Figura 56. Comparação do MgO com outros elementos, incluindo o Zr, em amostras dos Xistos de La Unión, ilustrando o seu padrão relativamente imóvel.	81
Figura 57. Diagrama de discriminação entre protólitos sedimentares e ígneos dos xistos verdes de La Unión.	83
Figura 58. Diagrama de classificação das rochas metabásicas.	83
Figura 59a. Diagrama multielementar das amostras 109 e 120 normalizadas ao N-MORB e comparado com o os basaltos de ilha oceânica -OIB-.	84
Figura 59b. Padrões das terras raras das amostras 109 e 120 normalizado ao condrito, e comparados com o OIB.	84
Figura 60a. Diagrama multielementar das amostras 96, 100, 110, 118, 125, 137, 138 normalizadas ao N-MORB e comparados com o OIB e o E-MORB.	84
Figura 60b. Padrões das terras raras das amostras 96, 100, 110, 118, 125, 137, 138 comparados com o OIB e o E-MORB.	84
Figura 61a. Diagrama multielementar das amostras 128, 130, 136 e 134 normalizadas ao N-MORB.	84
Figura 61b. Padrões das terras raras das amostras 128, 130, 136 e 134 normalizadas ao Condrito e comparadas ao MORB.	84
Figura 62. Diagrama Ti/V de discriminação de ambiente tectônico.	86
Figura 63. Diagrama Th-Hf-Ta de discriminação de ambiente tectônico e indicador do enriquecimento em Th por contaminação.	86
Figura 64. Diagrama La/Nb-Y de discriminação de basaltos toleíticos de MORB e de subducção.	86
Figura 65. Diagramas Zr-Y-Ti de discriminação de ambiente tectônico de basaltos.	87
Figura 66. Diagrama de Cabani e Lacolle (1989) para discriminar basaltos de ambientes extensionais dos compresionais.	87
Figura 67. Diagrama Nb-Zr-Y de discriminação de ambiente tectônico baseado no enriquecimento em Nb.	87
Figura 68. Diagrama Cr-Y ilustrando o comportamento dos metabasitos em relação a uma fonte mantélica de espinélio lherzolita.	89
Figura 69. Relação Cr-Ni como indicadora de diferenciação.	89
Figura 70. Relação Ti/Zr como indicadora de diferenciação.	89
Figura 71. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb que ilustra os diferentes tipos de MORB e o enriquecimento por adição de fluidos de subducção ou contaminação.	89
Figura 72. Diagrama Ce/Y Vs (La/Yb)N como diferenciador do grau de fusão parcial da fonte.	90
Figura 73. Diagrama de variação Y/Zr como indicador de diferentes tipos de magmas.	90
Figura 74. Diagrama de elementos higromagmáficos que permite discriminar diferentes fontes.	90
Figura 75. Modelo de fusão parcial de um plagioclásio lherzolito e uma granada lherzolita.	90
Figura 76. Diagrama Cr/Y de Pearce (1982) ilustrando as características de fusão de um manto astenosférico.	92
Figura 77. Diagramas La/Yb vs Zr e La/Sm vs Sm/Yb como indicadores da profundidade do resíduo da fonte e da espessura crustal.	92
Figura 78. Diagramas de discriminação entre anfibolitos de origem sedimentar e magmático.	93
Figura 79. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas.	93
Figura 80. Padrões das terras raras e diagrama multielementar dos anfibolitos de Huánuco normalizadas ao N-MORB. O N-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).	94
Figura 81. Padrões das terras raras e diagrama multielementar dos anfibolitos de Huánuco O N-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).	94
Figura 82. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico.	96
Figura 83. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico.	96

Figura 84. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb que ilustra os diferentes tipos de MORB e o enriquecimento por adição de fluidos de subducção ou contaminação.	96
Figura 85. Diagrama La/Sm vs Sm/Yb como indicador da profundidade do resíduo da fonte e da espessura crustal.	96
Figura 86. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de granitoides.	98
Figura 87. Diagrama multielementar normalizado ao condrito.	98
Figura 88. Diagrama das terras raras normalizado ao condrito.	98
Figura 89. (A) Afloramento da Formação Buena Vista e (B) afloramento de Formação Yanaj.	99
Figura 90. Arenito da Formação Buena Vista.	99
Figura 91. Arenito da Formação Yanaj.	99
Figura 92. Diagrama de classificação química de rochas sedimentares.	101
Figura 93. Discriminação da composição das fontes com possível afinidade magmática.	101
Figura 94. Discriminação entre fontes com afinidade magmática e fontes de retrabalhamento de rochas sedimentares.	101
Figura 95. Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc.	101
Figura 96. Padrão das terras raras normalizado ao condrito das Formações Buena Vista e Yanaj. Comparação folhelo-tipo PASS (Australiano pós-Arqueano).	101
Figura 97. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de lodolitos.	102
Figura 98. Diagrama Ti/Zr vs La/Sc de discriminação de ambiente tectônico.	102
Figura 99. Diagramas de discriminação tectônica Th-Sc-Zr/10 e La-Th-Sc.	102
Figura 100. Comparação entre razões discriminadoras de ambiente tectônico.	102
Figura 101. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-80 e diagrama U-Pb concórdia.	104
Figura 102. Imagens representativas das populações dos zircões da amostra CM-131A analisados pelo U/Pb TIMS.	105
Figura 103. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-116.	107
Figura 104. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-228.	107
Figura 105. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-112.	109
Figura 106. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-158. Em vermelho alguns dos cristais.	109
Figura 107. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-116 U, histograma de idades e diagrama concórdia U/Pb SHRIMP.	110
Figura 108. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-133, histograma de idades e diagrama concórdia U/Pb SHRIMP.	111
Figura 109. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-173 e diagrama U-Pb concórdia.	113
Figura 110. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-35 e diagrama U-Pb concórdia.	114
Figura 111. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-222 e diagrama U-Pb concórdia.	116
Figura 112. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-62.	118
Figura 113. Histograma de idades, diagrama concordia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM93.	118
Figura 114. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra I9 (Gnaiss de Illescas) e diagrama U-Pb concórdia.	119
Figura 115. Idades Rb-Sr mica-rocha total, Xistos de Huánuco, xisto CM-77 e CM-61.	121
Figura 116. Espectros de argônio amostra CM-63.	123
Figura 117. Espectros de argônio amostra CM-27.	123

Figura 118. Espectros de argônio amostra CM-77.	124
Figura 119. Espectros de argônio amostra CM-72.	124
Figura 120. Espectros de argônio amostra CM-51.	125
Figura 121. Espectros de argônio amostra CM-85.	125
Figura 122. Espectros de argônio amostra CM-27.	127
Figura 123. Espectros de argônio amostra CM-33.	127
Figura 124. Idade Rb/Sr rocha total, Xisto CM-166 ^a .	129
Figura 125. Idades Rb-Sr mica-rocha total, Xistos de La Unión.	131
Figura 126. Errocrona Rb/Sr das amostras de rocha total e moscovita dos Xistos de La Unión.	132
Figura 127. Isocrona Sm-Nd granada rocha-total Gnaiss CM-199.	135
Figura 128. Espectros de argônio em moscovita e biotita da migmatita CM-35.	136
Figura 129. Espectros de argônio Maciço de Illescas, A. Gnaiss I3, B. Granito I9.	138
Figura 130. Diagrama f Sm/Nds vs ϵ_{Nd} para o tempo de formação dos protólitos.	142
Figura 131. ϵ_{Nd} vs T dos xistos do Complexo Marañon.	142
Figura 132. Diagrama Th/Sc vs ϵ_{Nd} dos Xistos de Huánuco e La Unión.	144
Figura 133. Comparação do Complexo Marañon com domínios crustais maiores.	144
Figura 134. Comparação do Complexo Marañon com outras seqüências Paleozóicas dos Andes.	144
Figura 135. Diagrama ϵ_{Nd} vs T das rochas metabásicas de Huánuco e La Unión, comparadas com as características das rochas metasedimentares.	147
Figura 136. ϵ_{Nd} vs T dos granitóides de Huánuco e Ambo.	149
Figura 137. Características dos isótopos de Nd das rochas do Maciço de Illescas e do Complexo Olmos, e comparação geral com o Complexo Marañon.	150
Figura 138. Comparação das idades de cristalização de zircões do ortogneiss e o granito milonítico de Huánuco.	155
Figura 139. Histograma de distribuição das idades U/Pb de cristalização dos zircões detríticos dos metasedimentos do Complexo Marañon e das rochas magmáticas e metamórficas do Craton Amazônico.	157
Figura 140. Províncias geotectônicas de América do Sul e terrenos ou domínios do embasamento dos Andes.	158
Figura 141. Histograma de distribuição das idades U/Pb de cristalização dos zircões detríticos dos metasedimentos do Complexo Marañon e de alguns dos domínios de embasamento Precambriano dos Andes Centrais e do Norte e do terreno Oaxaquia.	160
Figura 142. Reconstruções paleogeográficas para o Neoproterozóico ao Ordoviciano Inferior, com ênfase final em América do Sul, e incluindo as diferentes margens do Cráton Amazônico.	162
Figura 143. Histograma de distribuição das idades U/Pb de cristalização dos zircões detríticos dos metasedimentos do Complexo Marañon e de alguns dos terrenos afins com Avalonia e a margem NW da Gondwana.	163
Figura 144. Reconstrução paleogeográfica Neoproterozóico–Cambriana com ênfase final em América do Sul, e incluindo as diferentes margens do Cráton Amazônico.	165
Figura 145. Relação do microcontinente Oaxaquia com a proto-Margem continental dos Andes.	166
Figura 146. Síntese eventos geológicos registrados na Cordilheira Oriental na área de estudo.	169
Figura 147. Comparação dos eventos geológicos da área de estudo com outras regiões dos Andes.	170
Figura 148. Dois possíveis esquemas de evolução tectônica do gnaiss e milonito de Huánuco.	171
Figura 149. Esquema de evolução tectônica entre a formação dos xistos de Huánuco e os Xistos de La Unión.	176

Figura 150. Orógeno Terra Australis incluindo os domínios de embasamento ou terrenos Pré-Mesozóicos dos Andes e o Complexo Marañon. 177

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Composição mineralógica das amostras de muito baixo grau de Huánuco.	36
Tabela 2. Composição mineralógica das amostras de baixo grau de Huánuco.	39
Tabela 3. Relação entre blastesis e deformação rochas de baixo grau de Huánuco.	45
Tabela 4. Composição mineralógica das amostras de médio grau de Huánuco.	46
Tabela 5. Relação entre blastesis e deformação rochas de médio grau de Huánuco.	46
Tabela 6. Composição mineralógica das amostras dos Xistos de La Unión.	49
Tabela 7. Relação entre blastesis e deformação rochas de médio grau de La Unión.	52
Tabela 8. Resultados analíticos Rb/Sr em moscovita e rocha total dos Xistos de Huánuco.	120
Tabela 9. Resultados analíticos K-Ar dos xistos de baixo grau de Huánuco.	128
Tabela 10. Resultados K-Ar dos xistos de médio grau de Huánuco.	129
Tabela 11. Resultados analíticos Rb-Sr dos Xistos de La Unión.	130
Tabela 12. Resultados K-Ar de xistos da região de La Unión.	133
Tabela 13. Resultados analíticos K-Ar de lãs rochas graníticas.	134
Tabela 14. Resultados K-Ar das rochas migmatíticas.	137
Tabela 15. Resultados Sm-Nd rocha total dos xistos do Complexo Marañon.	141
Tabela 16. Resultados Sm-Nd das metabasitas dos Xistos de La Unión e os Xistos de Huánuco.	146
Tabela 17. Resultados analíticos Sm-Nd (rocha total) dos granitóides analisados.	148
Tabela 18. Resultados Sm-Nd rochas metamórficas do Maciço de Illescas (I) e o Complexo Olmos (O).	149
Tabela 19. Síntese e divisão estratigráfica do Complexo Marañon.	153

1 INTRODUÇÃO

Como consequência de deformação e metamorfismo, bem como retrabalhamento por eventos posteriores e erosão, os orógenos antigos apresentam geralmente um registro geológico incompleto. Grande parte dos elementos relacionados às primeiras fases da sua história são perdidos, e as ferramentas usadas na análise de feições geológicas específicas (anomalias magnéticas, associações faunísticas, paleomagnetismo) são normalmente difíceis de implementar. A petrologia, geocronologia, geoquímica e a geologia isotópica têm o potencial de reconstruir diferentes aspectos do fragmentado registro tectônico, incluindo, por exemplo, os ambientes de formação dos protólitos das rochas metamórficas, a proveniência do material, o regime físico da deformação, e a temporalidade dos diferentes processos. Quando estas ferramentas são utilizadas de maneira conjunta é possível ter uma visão geológica dos orógenos antigos, comparável à observada nos mais jovens (Windley, 1993; Moores & Twiss, 1995; Condie, 1997).

O registro geológico Pré-Mesozóico identificado na maioria das regiões dos Andes tem sugerido a existência de uma complexa evolução tectônica, em que interagem diversos edifícios orogênicos construídos durante o Pré-cambriano Superior e o Fanerozóico inteiro. Regionalmente, o registro geológico pode incluir a formação e acreção de diferentes arcos continentais, a sucessão de eventos de colisão e também de importantes episódios de *rift*, relacionados aos processos de formação e desintegração dos supercontinentes Gondwana e Pangea durante o final do Proterozóico, e o Fanerozóico (Rappela *et al.*, 1998; Ramos & Keppie, 1999; Loewy *et al.*, 2003, 2004; Ramos & Aleman, 2004; Cordani *et al.*, 2005). Mesmo assim, existem regiões que carecem de um controle geológico e isotópico representativo, para o seu apropriado posicionamento nesta complexa dinâmica tectônica.

Uma destas regiões, que ocupa uma extensão de mais de 600 km (**Figuras 1 e 2**) está localizada entre os 6° e os 12° de latitude sul, na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos. Esta área apresenta um extenso registro geológico Pré-Mesozóico, cujo estudo e padrão de evolução geológica foram fundamentalmente definidos nos anos 70s, e as interpretações tectônicas e os dados isotópicos são ainda muito limitados (Mégard, 1979; Dalmaryac, 1986; Dalmaryac *et al.*, 1988; Haeberlin, 2002). Nos modelos de evolução geológica regional, o embasamento metamórfico é interpretado como um bloco único e coerente. Seu registro temporal é limitado por uma idade U/Pb convencional discordante obtida num paragnaisse e por uma discordância de exposição local em que este embasamento é sobreposto por rochas fossilíferas do Ordoviciano (Dalmaryac *et al.*, 1988).

Figura 1. Regiões fisiográficas dos Andes Peruanos, no retângulo cinza a Cordilheira Oriental entre os 6°-12°, onde está localizada a área de estudo.

LEGENDA

Cobertura Post-Terciária da Plataforma Sul-americana

CICLO ANDINO

- Vulcânicos Plio-Quaternário
- Fase Quechua 21-6 MA;
Depósitos marinhos e continentais vulcânico-clásticos
- Fase Incáica ~ 40 MA;
Depósitos marinhos e continentais, molassas.
- Fase Peruana ~ 80-60 MA;
Depósitos marinhos e continentais
- Fase Casma ~ 100-80 MA;
Depósitos vulcânicos e clásticos.
- Fase Nevadiana ~ 160 MA;
Depósitos clásticos e vulcânico-clásticos

Pluton
20-9 MA

Batolito
Costanero
100-40 MA

Plutons
Carboníferos
e Permianos

CICLO HERCINIANO SEM DIFERENCIAR

- Fase Fini-Herciniana ~230 Ma
Molassas e depósitos vulcânicos
- Fase Tardi-Herciniana ~265-260 Ma
Depósitos do Carbonífero e Permiano Inferior
- Fase Eo-Herciniana ~350-330 Ma
Depósitos do Paleozóico Inferior a Médio

UNIDADES DE ESTUDO

- Complexo Maraón
- Complexos Olmos e Illescas

FIGURA 2. Mapa tectônico do norte de Peru (Modificado do INGEMMET, 1996), os quadriláteros indicam as áreas de amostragem.

Esta pesquisa pretende contribuir para o aprimoramento do conhecimento a respeito dos elementos principais da evolução tectônica pré-Andina, a temporalidade e as correlações do embasamento metamórfico da Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, na região próxima às cidades de Huánuco e La Unión, através da aplicação integrada de ferramentas geológicas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

Especificamente, para este trabalho foram realizadas:

- 1 - Análises petrográficas e de química mineral em amostras selecionadas para conhecer as características gerais dos processos metamórficos;
- 2 - Análises geoquímicas de elementos maiores e traços para a caracterização geoquímica das rochas metassedimentares e metavulcânicas com o fim de reconstruir o ambiente tectônico de formação dos protólitos e analisar sua proveniência.
- 3 - Análises geocronológicas e de geoquímica isotópica para estabelecer a temporalidade dos diferentes eventos e as correlações regionais.

Estas últimas, que constituem a parte fundamental do trabalho, incluíram análises U/Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) e LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) em monocristais de zircão com as finalidades de definir épocas de cristalização de rochas magmáticas e metamórficas, colocar limites temporais para as unidades estratigráficas, e buscar elementos para estimar a proveniência das rochas metassedimentares. Adicionalmente foram realizadas determinações Ar-Ar, K-Ar e Rb-Sr em micas, anfibólios e fragmentos de rocha, procurando estabelecer parâmetros para o conhecimento da evolução tectonotermal dos orógenos regionais. Além disso, foram também obtidos dados isotópicos Sm-Nd nas rochas metassedimentares e metavulcânicas os quais complementam a análise da proveniência e o do ambiente tectônico de formação dos protólitos.

Esta informação é complementada mediante o reconhecimento geocronológico e geoquímico de algumas das unidades plutônicas e sedimentares da mesma região, importantes na reconstrução da evolução tectônica regional. Finalmente, determinações geocronológicas de reconhecimento, obtidas em rochas de exposições locais de embasamento em outras regiões peruanas, contribuíram para uma melhor definição do enquadramento tectônico e para as correlações regionais deste segmento da proto-margem Gondwânica nos Andes Orientais.

2 MÉTODOS EXPERIMENTAIS

A seguir são descritos os diferentes métodos utilizados para atingir os objetivos propostos, com ênfase naqueles que envolvem a parte experimental.

2.1 Levantamento bibliográfico

O trabalho de pesquisa bibliográfica incluiu a revisão dos trabalhos relativos às aplicações das diferentes metodologias utilizadas, e suas possibilidades interpretativas, além dos trabalhos geológicos existentes relacionados com a região de estudo, e com a geologia regional Andina. Foram também analisados os trabalhos envolvendo correlação e trabalhos realizados em áreas geológicas com problemas semelhantes.

2.2 Geologia de Campo

Para o trabalho de campo foi selecionada uma das áreas de melhor acesso da região, onde a base cartográfica e a logística permitissem realizar o reconhecimento litoestratigráfico das unidades da forma mais ampla. Essa área é também uma das mais representativas do embasamento metamórfico da Cordilheira Oriental, e nela se encontra a única idade disponível antes deste trabalho, datação de zircão de um paragnaisse, com 630 Ma, obtida pelo método U-Pb convencional (Dalmayrac *et al.*, 1988).

Para a realização do trabalho de campo e coleta de amostras foram utilizados os mapas e trabalhos geológicos regionais em escala 1:100.000, elaborados pelo Serviço Geológico Peruano e outros trabalhos mais locais (Aumaitre *et al.*, 1977; Grandin & Navarro, 1979; Megard, 1979; Grandin *et al.*, 1980; Dalmayrac, 1986; Dalmayrac *et al.*, 1988; Carlier, 1983; Quispesivana, 1995; Cobbing & Sanchez, 1996 a,b; Zapata em preparação).

Foram selecionados vários perfis ao longo das estradas existentes, e observadas as variações litológicas e as relações com unidades previamente estudadas e descritas em trabalhos anteriores. Nesta fase foi feita a amostragem das unidades selecionadas, ao longo de estradas e drenagens, procurando evitar caso possível, a obtenção de amostras evidentemente intemperizadas. Nas rochas metamórficas o objetivo principal foi monitorar a variação litológica e estrutural, sempre controlada pelos mapas existentes. Para as rochas plutônicas foram selecionadas as localidades com as exposições mais representativas e as relações de contato melhor definidas, enquanto para as rochas sedimentares Carboníferas do Grupo Ambo foi selecionada a seção tipo.

2.3 Petrografia

Amostras de rocha foram obtidas em cerca de 200 afloramentos visitados no campo, e para o estudo petrográfico foram confeccionadas aproximadamente 100 lâminas para o estudo microscópico. A análise petrográfica das amostras foi feita procurando estabelecer as características texturais e mineralógicas que indicaram, no caso das rochas metamórficas, as condições de metamorfismo e a relação entre as fases deformacionais reconhecidas em afloramento e a mineralogia. Nas rochas ígneas e sedimentares, a ênfase foi na composição mineralógica. Esta análise petrográfica, bem como a distribuição regional das amostras serviu de base para a seleção e realização das análises geocronológicas, geoquímicas e termobarométricas.

2.4 Geotermobarometria

Durante o metamorfismo as rochas podem ser transportadas a diferentes regimes de pressão e temperatura (P e T), relacionados com a sucessão de processos geológicos como subducção, espessamento crustal e exumação, além da presença de magmas (Oxburgh & Turcotte, 1974; England and Richardson, 1977; Spear, 1995). As trajetórias seguidas por uma rocha no campo da pressão e a temperatura durante um intervalo de tempo (P-T-t), podem estar registradas nas características estruturais e microestruturais, e também na composição química dos minerais.

Para este trabalho foram selecionadas treze amostras das diferentes unidades metamórficas do Complexo Marañon, foram feitos os estudos petrográficos e microtexturais para definir mineralogia, textura, paragênese, e estabelecer a relação das microtexturas com os minerais metamórficos, e identificar os mecanismos de deformação (particularmente no quartzo), com a finalidade de obter uma visão semiquantitativa das condições de metamorfismo. A seguir foi determinada a composição química dos minerais em diferentes amostras, mediante a microsonda eletrônica *JEOL JXA 8600 Superprobe*, no Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGC-USP, e na microsonda *CAMECA 355* da Universidade de Johannesburgo. Os cálculos foram realizados com a assistência dos softwares GPT e PTMAFIC (Reche & Martínez, 1996; Soto & Soto, 1995), ou diretamente em planilhas elaboradas no Excel. Os dados analíticos são apresentados nas **Tabelas 1 a 4** dos **anexos**.

Embora as rochas do Complexo Marañon não apresentem muitos elementos texturais que permitam reconstruir as trajetórias metamórficas, a obtenção das condições do pico metamórfico foi determinada visando conhecer o tipo bórico, quando relacionado com outros elementos (natureza dos protólitos, correlações regionais) pode indicar algumas

características do regime tectônico onde foi formada a rocha (Myashiro, 1994; Brown, 1993, 2001). Foi considerada a geotermobarometria convencional, normalmente relacionada às reações entre associações minerais particulares, ou variações na química de um mineral em função das mudanças físicas do ambiente (Spear, 1995).

Para a análise das rochas de baixo grau foram utilizados geotermobarômetros baseados nas características das micas (clorita e muscovita) e anfibólio. Para aquelas de mais baixo grau foi utilizado o termômetro empírico da clorita (Cathelineu, 1988), com as correções para a razão $Fe/(Fe+Mg)$ apresentadas pelo Jowett (1991), e o barômetro de Massone & Shreyer (1988) e Massone & Szpurka (1998) baseado no aumento do Si da mica fengítica com o incremento de pressão. O plagioclásio do tipo albítico restringe o uso de algumas calibrações do par anfibólio-plagioclásio, e, portanto foram utilizadas as propostas empíricas qualitativas de Brown (1977) e Spear (1980), e o termômetro de Blundy & Holland (1990).

Para as rochas de médio grau foram selecionadas as calibrações dos geotermômetros granada-biotita (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982), granada-anfibólio (Graham & Powell, 1984), e o conteúdo de Ti na biotita (Henry *et al.*, 2005). Os geobarômetros granada-micas-plagioclásio-quartzo (Hodges & Crowley, 1985; Hoisch, 1990), granada-plagioclásio-hornblenda+quartzo (Kohn & Spear, 1990), os baseados no conteúdo de Al em anfibólio (Hanmarstrom & Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Schmidt, 1992) e a calibração anfibólio-plagioclásio (Fershtater, 1991).

2.5 Geoquímica de Rochas

No planejamento das análises geoquímicas procurou-se dispor de uma distribuição apropriada das unidades estudadas, particularmente das metamórficas. No caso das sedimentares foi escolhida uma única seção, a mais representativa da unidade. Para as rochas plutônicas buscou-se apenas uma caracterização química razoável das unidades para as quais foram realizadas análises geocronológicas.

Para as rochas metamórficas os dados geoquímicos foram utilizados como ferramentas indicadoras da natureza e ambiente tectônico em que foram formados os protólitos. A interpretação tem como premissas fundamentais a pequena mobilidade dos elementos de HFSE (Ti, Th, Ta, Zr, Y, Nb, P, Hf), as terras raras (REE), os metais transicionais (Cr, Ni, V), e a sobrevivência parcial de alguns óxidos maiores (MgO, SiO₂, MnO, CaO) ao longo do metamorfismo (Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1977; Beccaluva *et al.*, 1979; McLennan *et al.*, 1993). Os elementos de raio iônico grande -LILE- (Cs, Rb, Sr e Ba) e o K₂O são considerados como potencialmente móveis durante o metamorfismo, e a sua interpretação é em muitos casos duvidosa (Winchester & Max,

1989). Finalmente, a composição química das rochas metassedimentares pode registrar características tanto da composição da área fonte quanto dos processos tectônicos associados a ela (p.e. Bhatia, 1983; Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1986; McLennan & Taylor, 1991; McLennan *et al.*, 1990, 1993).

No total foram analisadas setenta e três (73) amostras para óxidos maiores e alguns elementos traço, pelo método de Fluorescência de Raios X. Das amostras, dezoito (18) são rochas metamáficas, trinta e quatro (34) metassedimentares, dez (10) rochas sedimentares, e onze (11) granitóides. A preparação e a análise de 52 amostras realizou-se segundo os procedimentos descritos por Mori *et al.* (1999) para os laboratórios do IGc-USP, que inclui quarteamento, fragmentação, trituração, pulverização em moinho de ágata, micronização e finalmente a elaboração de pastilhas fundidas e de pó de rocha. Outras 21 amostras foram analisadas nos laboratórios de *SPECTRAU* na Universidade de Johannesburgo, onde os procedimentos analíticos são semelhantes. As análises de fluorescência foram feitas num espectrômetro de longitude de onda dispersiva tipo Philips PW 2400 XRF. Os dados apresentam em geral um limite de precisão entre 1 e 10 ppm (Mori *et al.*, 1999). Os dados analíticos estão relacionados nas **Tabelas 5 a 8 dos anexos**.

Posteriormente foram selecionadas 52 dessas amostras, vinte e três (23) rochas metassedimentares, dezesseis (16) metamáficas, dez (10) sedimentares, e três (3) granitóides para análises de elementos das terras raras e outros elementos traço. Este conjunto foi analisado pelo espectrômetro de massas com plasma acoplado (ICP-MS) e pela técnica de ativação de nêutrons (INAA), nos laboratórios standardizados de *ACME Analytical* no Canadá. Os dados analíticos são também apresentados nas **Tabelas 5 a 8 dos anexos**.

2.6 Geocronologia

Para este trabalho foram realizadas 143 análises pontuais U/Pb SHRIMP em cristais de zircão de 7 amostras, 524 análises U/Pb LA-ICP-MS em cristais de zircão de 6 amostras, uma análise U-Pb convencional (TIMS), 31 análises Sm-Nd em rocha total, 19 análises Rb-Sr (13 em rocha total, e 6 em concentrados de mica), 12 análises Ar-Ar em micas, e 24 K-Ar em concentrados de mica e/ou rocha total. O valor interpretativo dos resultados depende das limitações de cada um dos métodos geocronológicos, e da historia geológica das amostras. Em geral, pretendeu-se, estabelecer as épocas de cristalização dos zircões ígneos e metamórficos, as idades máximas de sedimentação para as rochas metassedimentares, bem como as épocas dos principais episódios de metamorfismo e evolução termal. Os dados obtidos para os cristais de zircão detríticos dos metassedimentos, em conjunto com as idades modelo Sm-Nd T_{DM} , foram considerados

como guias fundamentais para os estudos da proveniência, e para as necessárias correlações tectônicas.

Para todos os dados radiométricos foram consideradas as constantes de decaimento radiativo apresentadas por Steiger & Jaeger (1977).

2.6.1 Métodos U/Pb em zircão

O comportamento do mineral zircão (ZrSiO_4) nos diferentes processos geológicos (deformação, metamorfismo, magmatismo, sedimentação) fez deste mineral um dos mais utilizados para a resolução de problemas geológicos (Faure, 1986; Dickin, 1995; Hanchar & Hoskin, 2003). Sua formação está relacionada com os processos de cristalização ígnea, ou de recristalização metamórfica. É um dos minerais mais resistentes na natureza, podendo sobreviver parcial ou totalmente à maior parte dos processos geológicos posteriores à sua formação, incluindo alteração intempérica, erosão, transporte e sedimentação, bem como, em muitos casos, alteração hidrotermal, metamorfismo superimposto e até mesmo anatexia parcial.

O Urânio pode substituir o zircônio na estrutura cristalina do mineral e, portanto este elemento passa a ser um componente sólido incluído nessa estrutura. O teor de U nos cristais de zircão é muito variável, entre algumas dezenas de ppm e diversos milhares, especialmente em zircões de pegmatitos. Ele possui dois isótopos, ^{235}U e ^{238}U , ambos radioativos, que encabeçam duas séries de desintegração radioativa as quais terminam, respectivamente, nos isótopos estáveis ^{207}Pb e ^{206}Pb , depois de uma complexa série de transformações em isótopos também radioativos, mas de menor meia-vida. As constantes de desintegração do ^{235}U e ^{238}U são, respectivamente, 9.8485×10^{-10} e 1.55125×10^{-10} (Steiger & Jaeger, 1977).

Por outro lado os átomos de Pb, com raio atômico muito menor que os U, não são bem aceitos na estrutura cristalina do zircão, estando sujeitos à mobilização e perda pelos cristais. Isto é acentuado naqueles cristais que contêm muito U, e que, se forem relativamente velhos, possuem estrutura parcialmente destruída por metamictização.

A vantagem dos métodos U-Pb é que os dois isótopos de U encontram-se sempre associados, o que permite usar de maneira conjunta três cronômetros diferentes ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Através de métodos interpretativos específicos, é possível determinar as idades dos processos formadores dos cristais de zircão, mas também se os sistemas isotópicos se mantiveram abertos ou fechados, e em que proporção. No diagrama que relaciona os dois métodos que se iniciam com os isótopos radioativos ^{238}U e ^{235}U , a curva teórica definida pelas composições de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que acarretam idades concordantes tem sido denominada Curva Concórdia (Wetherhill, 1956.). Já no diagrama

proposto por Tera & Wasserburg (1972) são incluídos $^{238}\text{U}/^{206}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, e este diagrama tem como vantagem adicional o fato que o parâmetro $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é medido diretamente.

Existem diferentes equipamentos para a obtenção de medidas precisas de U e Pb, e diferentes técnicas interpretativas para a determinação das idades de formação do zircão, e possivelmente das épocas de mobilização de Pb. A escolha dessas metodologias e dessas técnicas depende fundamentalmente dos objetivos da pesquisa.

A metodologia mais clássica é o ID-TIMS (*Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*), que baseia-se na adição de um isótopo traçador (*spike*) a uma amostra em solução, e à posterior medição da mistura isotópica mediante um espectrômetro de massa com fonte termal ionizada. Esta técnica pode ser utilizada em cristais isolados, ou em populações coerentes de cristais do mesmo tipo, sendo altamente precisa do ponto de vista experimental, já que não depende da sensibilidade do espectrômetro e da química (Parrish & Noble, 2003).

O SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) e o LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductible Coupled Mass Spectrometry*) são metodologias que permitem a análise in situ de domínios específicos de cristais de zircão com dimensões muito pequenas, da ordem de 20-30 μm . O SHRIMP utiliza uma fonte íons de O^{2-} , que gera uma erosão parcial da superfície atacada (Ireland & Williams, 2003). No LA-ICP-MS a amostra é atacada por um laser a gás, que amplifica a luz num meio sólido, e as micropartículas geradas pela abrasão são transferidas para um equipamento ICP-MS, onde é feita a quantificação isotópica (Knudsen *et al.*, 2001). Ambas as metodologias permitem a obtenção de um número significativo de resultados em curto tempo, sendo que a diferença fundamental poderia estar na maior precisão do SHRIMP frente à maior rapidez do LA-ICP-MS. Embora o mineral zircão não possua normalmente quantidade significativa de Pb comum em seu retículo, análises U-Pb são sempre corrigidas, por diferentes técnicas, a partir da medida do isótopo ^{204}Pb em cada determinação (Williams, 1998).

Zircões de quatorze amostras foram concentrados e separados nos laboratórios especializados do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). Este processo incluiu a fragmentação de amostras relativamente grandes, com diversos Kg, diminuição em britador de mandíbula e moinho de discos, e peneiração mecânica para obter a fração 100-250 mesh. O material foi então passado por mesa vibratória, ímã de mão, separador magnético *Frantz*, e eventualmente por líquidos pesados (Bromofórmio e Iodeto de Metileno), até a obtenção de concentrados de zircão com grau adequado de pureza.

Uma única amostra de rocha granitóide foi analisada pelo método convencional (TIMS, em frações multi-grãos, no CPGeo-USP), seguindo os procedimentos apresentados por

Basei *et al.* (1995), que incluem ataque químico em bombas de teflon e a adição de spike Pb^{205} . A solução é depositada em filamento de Re, e as medidas isotópicas são obtidas em espectrômetro Finnigan MAT 262, que utiliza multicoletores.

Outras treze amostras foram preparadas para análises U/Pb em cristais isolados, sendo sete pela metodologia U/Pb SHRIMP e seis pela metodologia LA-ICP-MS. No primeiro caso, as análises isotópicas foram feitas no instrumento SHRIMP I da Universidade Nacional da Austrália por A. Nutman e R. Armstrong. As características do equipamento e os princípios analíticos utilizados para a operação deste instrumento são apresentados por Stern (1998) e Williams (1998). Foram feitas imagens de catodoluminescência (CL) para a seleção dos grãos de zircão e dos domínios a serem analisados, bem como para a interpretação posterior dos resultados. No caso do LA-ICP-MS, as análises foram feitas por Joaquín Ruiz e Víctor Valencia da Universidade do Arizona, em espectrômetro de massas com fonte acoplada de plasma (ICP-MS) e multicoletor, como se encontra descrito por Dickinson & Gehrels (2003). Neste caso, para a seleção dos domínios internos dos grãos de zircão, na ausência de imagens CL, foram consideradas fundamentalmente as posições centrais dos cristais.

Para a interpretação dos resultados U/Pb obtidos nos cristais de zircão, foram utilizados os diagramas Concórdia e Tera-Wasserburg mencionados acima, que permitem, mesmo nos casos em que há perda significativa de Pb, estimar com boa precisão a época de formação do mineral, por cristalização magmática ou recristalização metamórfica. Como a temperatura de fechamento do zircão para mobilidade iônica é das mais elevadas, com estimativas da ordem de 900°C (Dahl *et al.*, 1996; Lee *et al.*, 1997), as idades radiométricas U-Pb obtidas neste trabalho são referências importantes para a história geológica regional.

No caso dos resultados U/Pb obtidos em zircões detríticos, os dados devem ser filtrados tendo em conta o fator de discordância. Para o método convencional (TIMS), são consideradas normalmente idades discordantes de $\pm 5\%$ (Fedo *et al.*, 2003). Já nas metodologias LA-ICP-MS e no SHRIMP a análise deve levar em conta as variações nas razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Para rochas mais antigas que 1.0 Ga são consideradas como discordâncias normais valores de até 20% e inversas até o 10% (Gutierrez-Alonso *et al.*, 2003; Carter *et al.*, 2006). Em cristais mais jovens, onde as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são baixas, as idades são consideradas representativas quando vários cristais apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ semelhantes (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005).

2.6.2 Métodos Ar-Ar e K-Ar

O potássio é um metal alcalino constituinte de uma grande quantidade de minerais. Apresenta três isótopos, dos quais o ^{40}K é radioativo, e tem uma abundância relativa de

0.01167. O ^{40}K decai em ^{40}Ca e ^{40}Ar . A constante de decaimento para o método K-Ar é de 0.581×10^{-10} anos, e a meia vida do ^{40}K é 1.31×10^9 anos (Steiger & Jaeger, 1977). Revisões excelentes para o método e seu valor interpretativo são apresentadas por Faure (1988), Dickin (1995), McDougall & Harrison (1999).

No CPGeo-USP, para o método K-Ar, o material a ser analisado é separado em duas alíquotas. A análise de potássio é feita em duplicata, por intermédio de fotômetro de chama. A extração de argônio é feita em sistema de ultra-alto vácuo, por intermédio de forno de indução; após adição de spike de ^{38}Ar , o gás extraído é purificado, para posterior análise espectrométrica em equipamento Nuclide, de pyrex, tipo Reynolds. A precisão experimental das análises depende essencialmente da proporção de Ar radiogênico presente no Ar total, e situa-se em condições normais por volta de 0.5%. Pormenores sobre essa metodologia podem ser encontrados, por exemplo, em Faure (1988).

Neste trabalho, pelo método K-Ar, foram analisadas 24 amostras de materiais diversos, como muscovita, biotita, anfíbólio e fragmentos de rocha total. Os minerais foram concentrados principalmente na fração 60-100 mesh, enquanto os fragmentos de rocha total foram selecionados entre 35-60 mesh. As concentrações e separações dos minerais foram feitas por intermédio do separador magnético *Frantz*, ou por vibração em plano inclinado no caso das micas.

O método Ar/Ar baseia-se na transformação do ^{39}K em ^{39}Ar durante irradiação por nêutrons em Reator Nuclear. Posteriormente, o material é fundido num sistema de alto-vácuo, e as razões entre os diferentes isótopos de Ar são medidas num espectrômetro de massas. Dessa forma, as razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são proporcionais às razões $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ e à idade da amostra. Portanto, este método permite a medição direta do isótopo radiogênico e o isotópico radioativo numa mesma amostra, possibilitando uma maior precisão das datações. Adicionalmente, no método Ar-Ar é possível aquecer por etapas o material analisado, obtendo-se desta maneira idades aparentes ao longo da análise. Estas liberações parciais de argônio permitem conhecer a distribuição do gás na amostra, permitindo identificar a presença de diferentes reservatórios de argônio, e a existência eventual de argônio em excesso.

Para este trabalho foram efetuadas análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em 12 amostras, sendo 5 em cristais de biotita e 7 em cristais de muscovita (ou agregados de microcristais com predominância de sericita). As características de operação do método no CPGeo-USP e a preparação das amostras são descritas em Vasconcelos *et al.* (2002). As amostras foram irradiadas no reator nuclear do IPEN em São Paulo, em conjunto com cristais da sanidina *Fish Canyon*, que servem de padrão de referência. Depois da irradiação foram escolhidos dois ou três cristais únicos (ou agregados de microcristais no caso dos xistos muscovíticos) de cada amostra para extração e purificação de argônio pelo método de fusão por etapas

(*step heating*). As análises foram efetuadas mediante aquecimento com laser em sistema de ultra-alto vácuo acoplado a um espectrômetro de massas tipo MAP-215-50.

Na interpretação dos dados K-Ar e Ar-Ar, foi utilizado o conceito de temperatura de fechamento, que representa o momento em que a velocidade de difusão do argônio no sistema torna-se praticamente nula. Considera-se que as temperaturas de fechamento de anfibólio podem ser representadas por $450^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}$, biotita pelo intervalo entre 300°C e 250°C , e muscovita pelo intervalo entre 350°C e 300°C (McDougall & Harrison, 1999). Estes valores não são sempre válidos, visto que deformação, presença de fluidos, variações composicionais nas fases minerais, tamanho da amostra, taxas de resfriamento e outras variáveis, podem modificá-los significativamente (Dahl, 1996; Villa, 1997). Por exemplo, a muscovita pode apresentar temperaturas de fechamento muito variáveis, em condições diferentes de formação durante o processo metamórfico (Hunziker, 1986; Elliot *et al.*, 1991; Adams *et al.*, 1999). Assim, a interpretação de idades dentro do contexto metamórfico está condicionada pela relação entre as condições atingidas pelo metamorfismo (principalmente temperatura) e a temperatura de fechamento dos minerais micáceos. Idades próximas do evento metamórfico podem ser obtidas pela datação de micas em rochas formadas em condições entre a fácies prehnita-pumpellyta e xisto verde. Entretanto, para condições metamórficas mais elevadas, as idades aparentes K-Ar ou Ar-Ar terão relação com as épocas de resfriamento dos sistemas (Adams *et al.*, 1999; Adams e Maas, 2004).

No caso de análises em rocha total, há maiores dificuldades, visto que o gás liberado está relacionado diretamente com as fases potássicas, quaisquer que tenham sido suas origens. Possíveis inconvenientes são as misturas de minerais com diferentes temperaturas de fechamento, ou, em rochas de baixo grau, a preservação de heranças em fases detríticas, como por exemplo, os feldspatos (Dallmayer & Takasu, 1992; Clauer & Chauduri, 1999).

Finalmente, para rochas plutônicas que se colocam em níveis crustais próximos da superfície, e que sofreram resfriamento relativamente rápido, as idades obtidas por estes métodos, em cristais de micas ou anfibólios, relacionam-se fundamentalmente com o resfriamento do corpo magmático, que pode situar-se no tempo não muito distante da época da intrusão.

2.6.3 Método Rb-Sr

O rubídio é um metal alcalino com raio iônico de $1,48\text{\AA}$, que pode substituir o potássio ($1,33\text{\AA}$) nos minerais portadores deste elemento. O estrôncio faz parte dos metais alcalinos terrosos, e o seu raio iônico de $1,13\text{\AA}$ permite que ele possa substituir o cálcio.

A metodologia Rb-Sr considera o decaimento radioativo do ^{87}Rb em ^{87}Sr , por emissão

β . A constante de desintegração do ^{87}Rb é 1.42×10^{-11} , e sua meia-vida é 48.8×10^9 anos (Steiger & Jaeger, 1977). Neste método é possível obter idades isocrônicas em certas unidades geológicas, desde que sejam disponíveis amostras cogenéticas, ou seja, sistemas que tenham diferentes razões Rb/Sr, mas que tenham sido formados contemporaneamente, e com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais idênticas. Na maioria dos casos podem ser obtidas, nos diagramas isocrônicos, retas de melhor ajuste em que os pontos analíticos aparecem com boa colinearidade, e cuja inclinação sugere idade geologicamente significativa. Discussões apropriadas sobre esta metodologia e suas possibilidades interpretativas podem ser encontradas em Faure (1988) ou Dickin (1995). Normalmente, isócronas elaboradas com amostras de rocha total, coletadas adequadamente, são relacionadas, com a idade de cristalização de rochas magmáticas, ou com episódios de formação de minerais no estado sólido, acompanhados de homogeneização isotópica de Sr, para o caso das rochas metamórficas.

Isócronas minerais são também viáveis, por causa da mobilidade e redistribuição dos isótopos de Sr a temperaturas elevadas. Além disso, por vezes podem ser traçadas isócronas de pares de pontos, em que o ponto com razão elevada Rb/Sr (normalmente um mineral que têm teores abundantes de K, como as micas) serve de referência para a temperatura de resfriamento a partir da qual o processo de difusão isotópica deixa de ser efetivo, com a conversão das fases minerais em sistemas fechados. Tal como ocorre no caso da difusão de argônio, também no caso do Sr as temperaturas de fechamento podem variar de acordo com tamanho do grão, taxa de resfriamento, circulação de fluidos, deformação e outras variáveis (Villa, 1997).

Para o presente trabalho, seis amostras de rochas metamórficas ricas em muscovita foram analisadas pelo método Rb-Sr, em duas frações: amostras de rocha-total e concentrados com predominância de agregados de muscovita. As análises realizadas seguem os procedimentos apresentados em Tassinari *et al.* (1996). As razões Rb/Sr foram obtidas por fluorescência de raios X, e as determinações das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram realizadas no espectrômetro de massa VG-sector e corrigidas por fracionamento isotópico durante a ionização térmica usando o valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$. Os cálculos das idades isocrônicas foram realizados com o ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

Em termos de indicadores petrogenéticos, as razões iniciais para as linhas de melhor ajuste traçadas nos diagramas isocrônicos, por se tratar de rochas metassedimentares, têm que ser significativamente mais elevadas do que valores de tipo mantélico, como 0.704. Além disso, para as interpretações ensaiadas no presente trabalho, tem que ser levado em conta que as rochas analisadas são sempre xistos moscovíticos. Embora não existam dados experimentais robustos, para a muscovita é sugerida uma temperatura de fechamento para o sistema Rb/Sr da ordem de 500°C (Cliff, 1985; Munhá & Tassinari, 1999).

2.6.4 Método Sm-Nd

O Sm e o Nd são elementos das terras raras com comportamentos geoquímicos semelhantes. O ^{147}Sm é um isótopo radioativo que se transforma no isótopo radiogênico ^{143}Nd através de desintegração por partícula alfa, com uma constante de desintegração $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12}$ anos, e uma meia-vida de 1.06×10^{11} Ma.

A evolução isotópica da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ nos sistemas do planeta está condicionada fundamentalmente pelo decaimento radioativo do ^{147}Sm e pela razão Sm/Nd do material em questão. O processo de diferenciação geoquímica manto-crosta parece ser o único que modifica significativamente a relação Sm/Nd, refletindo as diferenças na compatibilidade destes elementos entre um magma basáltico primário que ascenderá para a crosta oceânica, e o material sólido residual que permanecerá no manto. Com a maior concentração de Sm no manto, a relação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumentará nesse material ("depleted mantle" = DM) em relação à crosta, tanto mais, quanto maior o número de extrações de magma primário e quanto mais tempo tiver transcorrido. Em contraste, na grande maioria dos casos, processos de caráter crustal (fusão parcial, metamorfismo, diagêneses, alteração hidrotermal) não modificam substancialmente as razões Sm/Nd dos sistemas. Este comportamento permite fazer a extrapolação das razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais medidas numa rocha, levando em conta a razão Sm/Nd também medida, até a curva teórica de evolução isotópica do Nd do manto, e calcular uma idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) em que se assume que esse material crustal foi inicialmente separado do manto (De Paolo, 1988; Sato *et al.*, 1995).

Por outro lado, se a evolução da rocha estiver relacionada à mistura de diferentes fontes, como no caso de rochas sedimentares, ou à mistura de componentes originados por fusão de rochas crustais mais antigas, as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), calculadas da mesma forma, são consideradas tempos de residência crustal, representando uma média ponderada das idades das diferentes fontes envolvidas (Arndt & Goldstein, 1987; McLennan *et al.*, 1993).

O parâmetro isotópico ϵ_{Nd} é uma forma de expressar e comparar as razões isotópicas de uma rocha com um reservatório de referencia. Este parâmetro é uma medida da diferencia da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma amostra e sua comparação com o reservatório condritico uniforme (CHUR) para a idade de formação da rocha, para o tempo de hoje ou qualquer outro tempo no qual espera-se estabelecer alguma comparação. Para a idade de formação da rocha (t) o ϵ_{Nd} é calculado:

$$\epsilon_{\text{Nd}(T)} = \left\{ \left[\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{rocha}, T} / \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR}, T} \right] - 1 \right\} \times 10^{-4}$$

A composição do CHUR no tempo é calculada da equação:

$$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR},T} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, hoje}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

e a composição da amostra é:

$$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{rocha},T} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{rocha, hoje}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{rocha, hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Os valores de ϵ_{Nd} definidos para hoje são uma medida do fracionamento da amostra em relação ao CHUR, e são determinados a partir da equação:

$$\epsilon_{\text{Nd}(T)} = \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{rocha, hoje}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, hoje}}] - 1 \} \times 10^4$$

O $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ tem relação com as idades e o caráter das fontes, sendo positivo ou negativo em função da presença de crosta juvenil, formada por adições mantélicas provenientes do manto empobrecido (DM), ou por refusões e assimilações de material crustal mais antigo (McLennan *et al.*, 1993).

A maioria das amostras de rocha total analisadas pelo método Sm-Nd são metassedimentos de baixo grau. Pela semelhança do comportamento geoquímico de Sm e Nd, e pela resistência a processos de fracionamento da razão Sm/Nd em condições exógenas, as rochas sedimentares têm possibilidades de manter o registro da assinatura isotópica das diferentes fontes, e, portanto identificar variações em suas características temporais, o reconhecimento de fontes juvenis ou retrabalhadas, e eventualmente fornecer indícios para interpretações relativas ao ambiente de sedimentação e à evolução tectônica (Dickin, 1995; Linneman & Romer, 2002; Murphy & Nance, 2002). É também possível estabelecer correlações regionais e indicações de proveniência, a partir da comparação da sistemática Sm-Nd definida pelas idades modelo e pelos parâmetros ϵ_{Nd} com as características dos domínios crustais de regiões adjacentes (revisão em Murphy & Nance, 2002).

A obtenção de idades baseia-se nas variações das razões iniciais de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, e a construção de uma isócrona de rocha total ou isócrona mineral, que permitem obter idades de cristalização magmática em algumas rochas máficas e ultramáficas, ou idades de metamorfismo. A idade obtida do metamorfismo mediante isócrona mineral corresponde à da paragêneses mineral que está em equilíbrio. É comum utilizar para as isócronas minerais a granada, já que este mineral apresenta altas razões Sm/Nd que permitem espalhar a reta isocrônica. Quando se utilizam vários minerais, espera-se que estes ao estar em equilíbrio, terão uma temperatura de fechamento semelhante. Isócronas de dois pontos são também úteis (rocha total-mineral), e seu valor interpretativo fundamenta-se no fato que cada mineral tem uma temperatura específica de fechamento. No caso da granada, a temperatura de fechamento para no sistema Sm-Nd é ainda incerta, estas variam de $600 \pm 30^\circ\text{C}$ (Mezger *et al.*, 1992).

Das trinta e uma amostras de rocha total analisadas pelo método Sm-Nd, vinte (20) são metassedimentares, cinco (5) metamáficas e seis (6) granitóides. A preparação e a dissolução foram feitas de acordo com os procedimentos apresentados por Sato *et al.* (1995), onde as amostras, uma vez pulverizadas, são atacadas quimicamente, e posteriormente o Sm e o Nd são separados por colunas de troca iônica. A determinação das razões isotópicas foi realizada no espectrômetro de massas Finnegan Mat com multicoletor. As idades modelo e os valores de ϵ_{Nd} foram calculados em relação ao manto empobrecido (DM), segundo as equações apresentadas por De Paolo (1988) e De Paolo *et al.* (1991). As constantes utilizadas nos cálculos foram $^{143}Nd/^{144}Nd$ (CHUR)= 0,512638 e $^{147}Sm/^{144}Nd$ (CHUR)0 = 0,1967. Uma amostra de granada foi também analisada com o fim de obter uma isócrona granada + rocha total.

3 ENQUADRAMENTO TECTÔNICO DOS ANDES PERUANOS E DA CORDILHEIRA ORIENTAL ENTRE OS 6° e 10° DE LATITUDE SUL

A região centro-ocidental de América do Sul, no Peru, segmento setentrional dos Andes Centrais, apresenta dois domínios fisiográficos e geológicos principais (**Figura 1**). A região ocidental é representada pela cadeia montanhosa ativa dos Andes, e a região oriental, de caráter fundamentalmente plano, possui menores exposições de relevo, fazendo parte da plataforma Sul Americana, na qual o Cráton Amazônico se encontra coberto pela extensa sedimentação Fanerozóica, que inclui a bacia sedimentar do Amazonas-Solimões. A subducção atual da placa oceânica de Nazca embaixo da placa Sul-Americana apresenta convergência com direção ENE - WSW, velocidade entre 3 e 8 cm/ano, e ângulo de subducção variável. Entre os 2° e 15° de latitude sul (onde se enquadra a presente pesquisa) este ângulo de subducção é sub-horizontal, e não há atividade vulcânica atual, enquanto que mais ao Sul, entre os 15°-19° de latitude, o ângulo de subducção é de trinta graus e a região apresenta um arco vulcânico bem definido (Baranzagi & Isacks, 1976).

A região andina apresenta duas faixas montanhosas principais (Cordilheira Oriental e Cordilheira Ocidental) que atravessam o Peru por 2.000 km, numa direção que varia entre NW-SSE e NNW-SSE. A Cordilheira Ocidental registra detalhadamente a maior parte da sedimentação e deformação do ciclo Andino (Benavides-Cáceres, 1999), enquanto a Cordilheira Oriental, além de apresentar uma estratigrafia fundamentalmente Pré-Mesozoica, atuou como uma estrutura em *horst*, o que limitou a extensa deformação no Eoceno-Oligoceno da Cordilheira Oriental.

A evolução orogênica regional, Meso-Cenozóica, é responsável pela configuração da Cadeia Andina, sendo determinada principalmente pela subducção contínua da placa oceânica por baixo do continente (Ramos, 1999). Esta contrasta com o segmento andino ao norte dos 6° de latitude, que inclui parte dos Andes Peruanos (Andes de Huancabamba) e os Andes Setentrionais da Colômbia e Equador, onde tiveram lugar a acresção de terrenos com afinidades oceânicas e provavelmente alguns de origem continental (Mourier *et al.*, 1988 Litherland *et al.*, 1994, Ramos, 1999, Kerr *et al.*, 2002).

Nos Andes Centrais, entre o Albiano e o Pleistoceno, têm sido identificadas até cinco fases tectônicas deformacionais, que agem de forma diacrônica ao longo da margem, e que concomitantemente à evolução do magmatismo se encontram relacionadas à evolução das diferentes variáveis da zona de subducção, e às características da placa litosférica inferior (Uyeda, 1982; Jarrard, 1986; Benavides-Cáceres, 1999; Jaillard *et al.*, 2000).

A estruturação geológica entre os 6° e 10° latitude sul (**Figura 2**) inclui um extenso registro magmático e sedimentar Meso-Cenozóico na Cordilheira Ocidental e na região costeira (Pitcher & Cobbing, 1985; Benavides-Cáceres, 1999), enquanto ao leste, na

Cordilheira Oriental onde se concentra a pesquisa, encontram-se expostas unidades metamórficas, sedimentares e rochas plutônicas de idade Pré-Mesozóica (Dalmaryac *et al.*, 1988).

Na Cordilheira Oriental as unidades sedimentares incluem os vestígios de uma sequência siliciclástica marinha do Ordoviciano Inferior (Llanviriano-Caradociano), depósitos fluvio-deltáicos com intercalação de vulcanismos do Mississipiense, uma sequência molássica com camadas vermelhas (*red beds*) e rochas vulcânicas do Permiano Superior, e uma plataforma carbonática do Mesozóico Inferior. Uma extensa série de rochas plutônicas graníticas se estende ao longo desta cordilheira (Carlier *et al.*, 1982), mas os trabalhos de caracterização petrológica e geocronológica são limitados, a exceção da região de Pataz (8° S), na qual tem sido identificada a existência de um importante plutonismo de idade Carbonífera (MacFarlane *et al.*, 1999; Haeberlin, 2002).

As rochas metamórficas, unidades geológicas principais para este trabalho, correspondem a cinturões de rochas metassedimentares e metamáficas, que embora descontínuos, cobrem áreas extensas. Elas têm sido agrupadas no Complexo Marañon, cuja idade tem sido atribuída ao Pré-Llanviriano a partir de relações estratigráficas observadas localmente (Wilson & Reyes, 1964; Dalmaryac *et al.*, 1988; ver discussão no próximo capítulo). A discordância Llanviriana, bem como uma idade radiométrica isolada, obtida num paragneisse pelo método convencional U/Pb em zircão, por Dalmaryac *et al.* (1988), tem sido utilizada sucessivamente em trabalhos posteriores como indicadora de uma idade Cambriana a Pré-Cambriana para todas as rochas que constituem o Complexo Marañon.

Durante o ciclo tectônico Andino esta cordilheira fez parte de uma zona de relevo positivo, constituindo um *horst* que limitava para oeste as bacias de *back-arc* do Meso-Cenozóico localizadas na Cordilheira Ocidental. Seu estilo estrutural, durante a fase tectônica do Eoceno-Oligoceno da orogenia Andina, se caracteriza por dobramentos regionais coerentes e inversão de falhas normais pré-existentes, formando uma estrutura em flor positiva adjacente ao sistema dobrado para o Oeste (Mégard, 1987; Benavides-Cáceres, 1999; Jaillard *et al.*, 2000).

Os modelos de evolução geológica Pré-Andina nos Andes Peruanos têm sido adaptados geralmente em função das feições geológicas observadas mais para o sul dos 12° de latitude (onde têm sido realizados estudos mais aprofundados), e da correlação com a história tectônica mais amplamente reconhecidos no Andes Argentinos e Chilenos (Bahlburg & Hervé, 1997; Pankhurst & Rappela, 1998; Jaillard *et al.*, 2000; Ramos 2000). Em geral, considera-se que tanto o cráton da Laurentia como o terreno alóctone Arequipa-Antofalla colidiram com a margem ocidental do Cráton Amazônico durante o Mesoproterozóico tardio, fazendo parte da colisão Grenvilliana associada à formação do

supercontinente Rodinia (Schackleton *et al.*, 1979; Wasteneys *et al.*, 1995; Sadowski & Bettencourt, 1996; Loewy *et al.*, 2004). Por volta de 580 Ma, no final do Neoproterozóico e depois de um período de estabilidade tectônica, apareceram os oceanos Iapetus e Tornquist (proto-Pacífico) que separam Laurentia e Baltica da Gondwana Ocidental (Dalziel, 1997; Cawood *et al.*, 2001; Cordani *et al.*, 2003), dando lugar à instalação de uma margem continental que permanece ao longo do Paleozóico, com atividade tectônica pelo menos a partir do Ordoviciano Inferior (Jaillard, 2000; Díaz-Martínez, 2000; Loewy *et al.*, 2004). Vestígios de atividade magmática de idade Ordoviciano Média (Loewy *et al.*, 2004), Siluriana-Devoniana Superior (Laubacher & Mégard, 1985; Mukasa & Henry, 1990), Carbonífera e no Permo-Triássica (Kontak *et al.*, 1985, 1990; MacFarlane *et al.*, 1999) têm sido identificados em diferentes regiões do Peru. Por outro lado, as características e distribuição regional destes eventos magmáticos, assim como o significado dos eventos deformacionais Paleozóicos não são ainda claras (Jaillard *et al.*, 2000).

A utilização deste mesmo modelo tectônico para os 6° a 10° de latitude sul (onde se insere a área da pesquisa, ver figura 2) é ainda questionável, pela escassez de dados geológicos, e particularmente de dados geoquímicos e geocronológicos. Além disso, o segmento entre 6° e 10° sul dos Andes Peruanos apresenta uma série de características geológicas que devem ser levadas em conta para a análise da evolução tectônica pré-Andina:

- (1) - a existência de uma extensa região de rochas metamórficas ao longo da Cordilheira Oriental (o Complexo Marañon) assim como do cinturão plutônico Paleozóico de igual extensão (Carlter *et al.*, 1982);
- (2) - o marcado caráter juvenil das rochas plutônicas e vulcânicas Meso-Cenozóicas da Cordilheira Ocidental, que contrasta com a região meridional do Peru, onde o embasamento Proterozóico, além de estar exposto, deixa uma clara assinatura crustal de material antigo no magmatismo Meso-Cenozóico (Beckinsale *et al.*, 1985; Mukasa & Tilton, 1985, 1986; Soler & Rotach-Toulhoat, 1990a, b; Macfarlane *et al.*, 1990; Wasteneys *et al.*, 1995; Petford *et al.*, 1996; Loewy *et al.*, 2004);
- (3) - a possível existência pretérita, e o posterior desaparecimento do "terreno Oaxaquia" o Pacífica, de afinidade continental, na margem ocidental do Peru (Bahlburg, 1993; Ramos & Aleman, 2000);
- (4) - o aparecimento, a partir dos 9°-10° latitude S, na região costeira e na Cordilheira Ocidental, de um complexo metamórfico possivelmente relacionado com as Cordilheiras Del Oro e Real do Equador.

Embora a pesquisa se encontre concentrada fundamentalmente no embasamento da Cordilheira Oriental aos 10° de latitude sul, durante o trabalho foram amostrados

afloramentos representativos do embasamento exposto na região norte de Peru, bem como das rochas metamórficas do maciço de Illescas e do Complexo Olmos que fazem parte dos Andes de Huancabamba. Estas observações foram realizadas para enquadrar estas unidades no contexto regional, já que diferentes autores as têm considerado alternativamente como a prolongação do embasamento Proterozóico do sul do Peru (Caldas, 1979), como a prolongação do Complexo Marañon (Palácios *et al.*, 2004), ou como um possível terreno alóctone continental acrecionado à margem Peruana e Equatoriana no Mesozóico (Mourier *et al.*, 1988; Litherland *et al.*, 1994).

Nos próximos capítulos serão apresentados e discutidos os resultados obtidos nas análises geoquímicas e geocronológicas de rochas metamórficas e magmáticas da região assinalada da Cordilheira Oriental do Peru, que permitirão contribuir de maneira mais concreta para equacionar a evolução tectônica regional, e compará-la com a de outros segmentos Andinos.

4 LOCALIZAÇÃO DA ÀREA DE ESTUDO

A área principal selecionada para a pesquisa está localizada na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, aos 10° de latitude sul, incluindo os municípios de La Unión, Huánuco, Ambo e Pano, sendo limitada ao oeste e leste pelos rios Marañon e Huallaga (ver polígono na **Figura 1**). Esta região localiza-se ao noroeste de Lima, e o acesso pode ser feito a partir desta cidade, por uma estrada asfaltada de 410 km até o município de Huánuco, local onde foi centrada a logística dos trabalhos de campo.

Esta área foi selecionada pelo fato de apresentar a maior exposição das rochas metamórficas do embasamento (alvo principal da pesquisa), a presença de unidades sedimentares do Paleozóico com relações estratigráficas claramente visíveis, e também por ser a região de onde foi obtido o único dado geocronológico disponível anteriormente para esse embasamento metamórfico (Dalmayrac *et al.*, 1988).

Adicionalmente, com a finalidade de estender as interpretações regionais, e obter mais elementos para melhorar o esquema de evolução tectônica proposto, foram feitas observações locais de campo, e coleta de amostras para análises geocronológicas complementares, em outras regiões na parte norte da Cordilheira Oriental (localidades de Patay e Kuelap), bem como do embasamento que aflora isoladamente na região costeira do norte de Peru, no Maciço de Illescas, próximo à cidade de Piura (**Figura 1**), e cuja relação com as unidades metamórficas da Cordilheira Oriental e dos Andes Peruanos é objeto de diversas interpretações (revisão em Haeberlin, 2002 e Palácios *et al.*, 2004).

5 HISTÓRICO DOS TRABALHOS ANTERIORES NA CORDILHEIRA ORIENTAL E MARCO ESTRATIGRÁFICO PARA O COMPLEXO MARAÑÓN

Os estudos geológicos pioneiros na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, entre os 6°-12° foram realizados pelo Steinmann (1930), onde são identificadas as principais unidades geológicas, e sugeridas as idades de algumas unidades sedimentares.

Posteriormente incluem-se aquelas que fazem parte da cartografia geológica do Peru, realizadas pelo serviço geológico do Peru (INGEMMET), representados pelos diferentes mapas geológicos na escala 1:100.000 que permitiram a definição da coluna estratigráfica regional, e que começaram a ser elaborados desde os anos 60s, com alguns deles revisados recentemente na década dos 90s (Wilson & Reyes, 1964; Sanchez, 1995; Cobbing & Sanchez, 1996a,b; Allende, 1996; Jacay & Santos, 1996; Martinez *et al.*, 1998 entre outros). Outros trabalhos semelhantes foram realizados pelo apoio à pesquisa da missão Francesa da então ORSTOM (cuja denominação foi posteriormente modificada para *Institut de Recherche pour le Développement –IRD–*), e incluem o detalhamento da estratigrafia sedimentar de algumas regiões da Cordilheira Oriental (incluindo a área de pesquisa), além da síntese da evolução geológica regional (com ênfase nas unidades sedimentares) e a revisão geral do magmatismo em comparação com outras áreas mais estudadas dos Andes Peruanos (Megard, 1979, Carlier *et al.*, 1982; Laubacher & Mégard, 1985; Dalmaryac, 1986; Dalmaryac *et al.*, 1988).

Na região de Patataz, aproximadamente aos seis (6°) graus de latitude sul, a pesquisa geológica relacionada com a compreensão da metalogênese associada ao magmatismo do Carbonífero tem gerado uma série de dados estratigráficos e geoquímicos neste magmatismo (incluindo geologia isotópica) do Paleozóico Superior da Cordilheira Oriental (Shreiber, 1990; Vidal *et al.*, 1995; MacFarlane, 1999; MacFarlane *et al.*, 1999; Haeberlin, 2002).

Em relação ao embasamento metamórfico que constitui o alvo principal deste estudo, os dados existentes incluem descrições petrográficas e estruturais locais (Grandin, *et al.* 1980; Carlier *et al.*, 1983; Dalmaryac, 1986; Dalmaryac *et al.*, 1988), o reconhecimento de alguns corpos ultrabásicos menores associados às unidades metamórficas (Aumaitre *et al.* 1977; Grandin & Navarro, 1979). Um único dado geocronológico encontra-se publicado a respeito do Complexo Marañón. Foi obtido pelo método U/Pb convencional (Dalmaryac *et al.*, 1988) em zircões de um paragneisse do embasamento metamórfico, com idade aparente de cerca 660 Ma, cujo significado geológico será discutido adiante.

Trabalhos mais recentes têm revisado a informação existente ou extrapolado os dados do sul do Peru, sugerindo diferentes modelos de evolução tectônica e correlações regionais

(Megard, 1987; Jaillard *et al.*, 2000; Diaz-Martinez, 2002; Haeberlin, 2002), mas as interpretações são limitadas pela ausência de dados mais concretos.

5.1 Marco estratigráfico regional do Complexo Marañón

As rochas metamórficas da Cordilheira Oriental entre os 6° e 10° de latitude sul agrupadas no Complexo Marañón (Wilson & Reyes, 1964; Dalmayrac *et al.*, 1988), constituem uma associação de rochas metamórficas de baixo a médio grau de metamorfismo, que afloram em faixas descontínuas ao longo de 400 Km, entre os rios Huallaga e Marañón (**Figura 3**). As coberturas sedimentares Paleozóicas, assim como a extensa vegetação, interrompem ou isolam a continuidade regional destas unidades metamórficas.

A persistência regional das características litoestratigráficas (predomínio de metapelitos e metapsamitos) e o baixo grau de metamorfismo são considerados os elementos guias para estabelecer a suposta continuidade regional do Complexo Marañón ao longo da Cordilheira Oriental.

A presença isolada de uma inconformidade entre as rochas do Complexo Marañón e os sedimentos do Ordoviciano Inferior, observada localmente, assim como o caráter metamórfico deste Complexo, que contrasta com a ausência de metamorfismo e a deformação apenas incipiente nas diferentes seqüências do Paleozóico Superior, tem sido utilizada como argumentos para definir a posição estratigráfica do Complexo Marañón no Pré-Llanviriano (Dalmayrac *et al.*, 1988).

Divisões litoestratigráficas locais do Complexo Marañón, apresentadas em vários dos trabalhos geológicos anteriormente citados são baseadas essencialmente no grau de metamorfismo. Em alguns desses trabalhos são caracterizadas até três unidades (Complexo Marañón 1, 2 e 3 ao sul dos 6°, e Complexo Marañón e Formação Vijus aos 6° sul), interpretadas como produtos de metamorfismo progressivo, ou como indicação de uma possível diversidade inicial das unidades mapeadas. Em todas essas situações as rochas metamórficas foram consideradas Pré-Ordovicianas, e as maiores dificuldades encontradas para possíveis correlações regionais foram à falta de continuidade nas exposições, com o conseqüente isolamento das unidades litoestratigráficas.

Aos 10° de latitude sul, onde se enquadra a área de pesquisa (**Figura 3, Mapa 1**), na região de Puente Durand, Dalmayrac *et al.* (1988) citam a existência isolada de um afloramento de um paragnaisse com sillimanita, granada, feldspatos e grafita, nas proximidades de uma área em que também ocorrem migmatitos. Esses autores realizaram uma datação nesta rocha, pelo método U/Pb convencional em quatro frações de cristais de

Figura 3. Mapa dos principais domínios do embasamento do Peru, incluindo as áreas com magmatismo Pre-Andino. No rectângulo encontra-se a área principal da pesquisa, os números representam os municípios próximos à amostragem. 1. La Unión, 2. Huánuco, 3. Tingo Maria, 4. Pataz, 5. Balzas, 6. Olmos, 7. Illescas.

zircão, e os resultados obtidos, discordantes mas agrupados em proximidade da curva concórdia, ao redor de 600 Ma, são citados na **Figura 4**.

Figura 4. Diagrama concórdia apresentado por Dalmayrac *et al.* (1988) de um paragnaisse da região de Huánuco-Puente Durand (10° de latitude sul).

Os pontos analíticos estão muito próximos entre si, e as retas *discordia* traçadas por Dalmayrac *et al.* (1988) são discutíveis. Esses autores interpretaram os resultados como relacionados a um metamorfismo de idade Neoproterozóica, por volta de 600-630 Ma, o qual teria gerado perdas de Pb que por sua vez acarretaram a aproximação dos pontos analíticos das frações de zircão à curva concórdia, nas vizinhanças da idade de 600 Ma. Alternativamente, sugeriram a possibilidade de sobreposição de dois eventos metamórficos, um deles do Mesoproterozóico e o outro do Pré-cambriano Superior.

A nosso ver, tem que ser levado em conta que a rocha datada é um paragnaisse, em que os zircões têm origem detrítica. Além disso, a metodologia da análise (U/Pb TIMS em frações multi-grãos) indica que cada um dos pontos analíticos representa a mistura de vários cristais, provenientes de fontes diversas. Como os resultados apresentam pequena dispersão no diagrama, considera-se provável que a maioria dos zircões, sempre detríticos, seja proveniente de fontes Neoproterozóicas, com algum aporte de cristais mais antigos em cada uma das frações analisadas. Desta forma, discordamos das interpretações aventadas

por Dalmayrac *et al.* (1988), e considera-se a idade aparente medida como devida às heranças detríticas que fazem parte integrante de quaisquer rochas metasedimentares. A evolução metamórfica regional, desta forma, pode ter sido muito mais jovem do que a idade aparente de 600 Ma, como será discutido mais adiante, nos capítulos apropriados, já levando em conta os novos dados obtidos na presente pesquisa.

Em conclusão, considera-se que a inclusão das rochas metamórficas do Complexo Marañón numa única unidade Pré-Ordoviciano é uma simplificação equivocada, claro reflexo da dificuldade física de estabelecer as relações estratigráficas de forma continua nas rochas Pré-Mesozóicas neste segmento pouco conhecido da Cordilheira Oriental Peruana. Ao mesmo tempo, este assunto demonstra claramente, uma vez mais, as complexidades de cunho estratigráfico e estrutural que podem apresentar os terrenos metamórficos nos quais predominam as rochas de baixo grau (Dempster & Bluck, 1995).

5.2 Marco estratigráfico do Complexo Marañón na área de pesquisa

Como foram indicadas anteriormente, as relações estratigráficas entre o Complexo Marañón e as unidades sedimentares do Paleozóico têm sido consideradas como elementos principais para o posicionamento temporal e a evolução do metamorfismo na Cordilheira Oriental do Peru.

Na área da presente pesquisa, ao redor de Huánuco, La Unión e Ambo (**Mapa 1**), são comuns relações discordantes locais e de pouca continuidade entre o embasamento metamórfico e as diversas unidades sedimentares do Paleozóico (**Figura 4**). Em geral as colunas estratigráficas são descontínuas, e raramente são identificadas todas as unidades do Paleozóico em contato com o chamado “embasamento metamórfico”.

Alguns granitóides de composição tonalítica e granodiorítica apresentam relações intrusivas com as rochas do Complexo Marañón. Nesta pesquisa serão apresentados alguns aspectos geocronológicos que permitem estabelecer sua posição na coluna estratigráfica, e, portanto, contribuir para um melhor equacionamento da história geológica regional.

As rochas sedimentares do Ordoviciano apresentam braquiópodes e graptólitos de idades entre Llanviriana-Caradociana, que afloram superpostas, com inconformidade, as rochas metamórficas de baixo grau (xistos quartzo sericíticos) incluídas no Complexo Marañón, numa exposição isolada na região de Huacar (Dalmayrac *et al.*, 1986, **Figura 4 e 5**).

Figura 5. Relo de inconformidade entre as rochas Carbonferas e os Xistos de Hunuco.

Figura 6. Relo de inconformidade entre as rochas Ordovicianas (A) e xistos do Complexo Maraon (B) na regio de Huacar (ver mapa 1).

Litologicamente, esta unidade Ordoviciano está constituída por uma seqüência siliciclástica reduzida, na qual predominam lodolitos e siltitos. As rochas metamórficas dessa região de Huacar (**Mapa 1, Figura 5**, Dalmayac *et al.*, 1988), abaixo da discordância com as rochas Ordovicianas confirmam a existência de unidades metamórficas de baixo grau de idade pré-Ordoviciano. Esta unidade não foi amostrada e datada neste trabalho; por outro lado, como será apresentado nos resultados geocronológicos obtidos neste trabalho para outras unidades metamórficas do Complexo Maraón, não há correlação temporal com estas últimas, de baixo grau, que são mais jovens. Futuros trabalhos geocronológicos poderão resolver o posicionamento estratigráfico dos xistos de Huacar.

Em outra localidade ao norte de Huánuco, previamente considerada como Ordoviciano, foi observada uma transição gradacional entre ardósias (rochas interpretadas como Ordovicianas) e meta-arenitos a xistos de granulação fina, incluídos no Complexo Maraón, o que pode ser interpretado como uma seqüência de metamorfismo progressivo.

As rochas Carboníferas agrupadas no Grupo Ambo (**Mapa 1**), incluem uma série siliciclástica, formada por depósitos continentais e marinhos, de ambiente fluvio-deltaico, com algumas intercalações de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias no topo (Dalmayac, 1986). Os dados bioestratigráficos indicam uma idade Mississippiana inferior entre o Tournosiano e o Viseano (Zapata *et al.*, 2004). Esta unidade tem sido identificada ao longo de Cordilheira Oriental como relacionada a uma série de bacias de *pull-apart* associadas provavelmente a um arco magmático ativo (Zapata *et al.*, 2005). Na área da pesquisa, as rochas sedimentares do Grupo Ambo apresentam relações de inconformidade com os xistos na região oriental, próxima a Huánuco.

As rochas do Permiano sempre apresentam relações estratigráficas discordantes com as diferentes unidades metamórficas subjacentes, e são caracterizadas por um nível carbonatado, seguido por uma série siliciclástica de caráter molássico com capas vermelhas, e algumas unidades vulcânicas intercaladas que são mais abundantes no segmento oriental (Dalmayac *et al.*, 1988). O Triássico corresponde a uma plataforma carbonatada.

Finalmente, cabe ainda reportar que as seqüências sedimentares do Paleozóico superior não apresentam deformação penetrativa, limitada fundamentalmente a dobras regionais. Além disso, na região ocidental da Cordillera Oriental, são comuns contatos tectônicos com as rochas metamórficas de baixo grau localizadas mais para o oeste.

6 GEOLOGIA E PETROLOGIA DO COMPLEXO MARAÑON

Neste capítulo são apresentadas as observações de campo e as características, locais e regionais, na área da pesquisa na Cordilheira Oriental (10° de latitude sul), ao redor dos municípios de La Unión, Huánuco, Ambo e Tingo Maria (**Figura 3 e mapa 1**). Adicionalmente são apresentadas as análises petrográficas descritivas das unidades encontradas, bem como os aspectos metamórficos principais, incluindo diversos cálculos termobarométricos em amostras selecionadas. Devido às dificuldades logísticas existentes nesta região, além da extensa cobertura sedimentar, os mapas geológicos regionais publicados até o momento estão baseados em interpretações de sensoriamento remoto, portanto as relações e a extensão das diferentes unidades não são definitivas, e em muitas situações não é possível estabelecer diretamente a natureza dos contatos entre as unidades.

Como foram indicadas anteriormente, as rochas metamórficas da Cordilheira Oriental, tem sido agrupadas no Complexo Marañon (Dalmayac, 1986; Dalmayac *et al.*, 1988; Cobbing & Sanchez, 1996a, b; De la Cruz & Valencia, 1996; Quispesivana, 1996; Martinez *et al.*, 1997; Zapata *et al.*, em preparação).

Na área de pesquisa o Complexo Marañon inclui dois segmentos principais de rochas meta-vulcanosedimentares, um conjunto isolado de xistos micáceos, e um núcleo menor constituído por gnaisses e granitóides miloníticos. (**Mapa 1**).

As duas séries meta-vulcanosedimentares encontram-se expostas ao leste e oeste da zona de pesquisa, e sua relação estratigráfica encontra-se coberta pelas rochas sedimentares Carboníferas. Composicionalmente ambas as unidades encontram-se constituídas por metapelitos (xistos micáceos) e metapsamitos (quartzitos e quartzitos xistosos), e intercalações menores de calciosilicatadas. Localmente apresenta algumas intercalações de rochas metamáficas (xistos verdes e anfibolitos), que no segmento ocidental correspondem a uma faixa relativamente extensa e continua (**Mapa 1**). A intercalação de litotipos de diferente composição e comprimento e os contatos abruptos sugerem que se trata de uma estrutura reliquiar (estratificação) de origem sedimentar, parcialmente preservada durante a deformação e o metamorfismo (**Figura 7**). O metamorfismo destes dois segmentos é predominantemente de baixo grau, incluindo principalmente xistos de granulação fina, embora no segmento oriental exista um aumento no grau metamorfismo até a fácies anfibolito.

Outra exposição de rochas metasedimentares, ocorrendo perto de Huacar, corresponde a um segmento isolado de xistos micáceos que apresenta relações discordantes com sedimentos fossilíferos Ordovicianos. Esta unidade não foi caracterizada

em termos analíticos, mas como será exposto pelos dados geocronológicos obtidos, poderia corresponder à outra unidade metamórfica.

Por outro lado, a unidade de caráter gnáissico, estreitamente associada a um granito milonitizado que aflora na região oriental, a leste dos municípios de Huánuco e Ambo (**Mapa 1**), apresenta relações tectônicas com as unidades de xistos (ver discussão no capítulo seguinte).

Na parte oriental da área de pesquisa, assim como em outros segmentos da Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, são citadas algumas zonas de migmatitos, normalmente consideradas como as rochas de mais alto grau de metamorfismo do Complexo Marañon. Na região de Puente Rancho, Dalmayrac *et al* (1988) citam a existência, em proximidade com uma unidade de migmatitos, de um gnaiss de fácies granulito, com sillimanita + granada + cianita + feldspato mesopertítico, oligoclásio e grafita, caracterizado como kondalito-kinzigítico, no qual realizaram análises geocronológicas. No capítulo anterior foram incluídos comentários sobre estas datações. Por três razões fundamentais, estas rochas de alto grau não são incluídas diretamente no Complexo Marañon: (1) as zonas de migmatitos encontram-se alinhadas dentro de seqüências metamórficas de mais baixo grau, não existindo evidências de um metamorfismo progressivo, (2) normalmente encontram-se espacialmente associadas com rochas plutônicas, sugerindo uma relação genética com estas, e (3) os resultados geocronológicos que serão apresentados indicam que estas rochas são mais jovens que a envolvente metamórfica. A distribuição espacial sugere uma possível relação com certos lineamentos geológicos, da forma que eventualmente as áreas com rochas de alto grau poderiam corresponder a estruturas re-mobilizadas, onde teriam sido localizadas unidades magmáticas intrusivas.

Com base na distribuição geográfica, coerência litológica, e relações estratigráficas com as unidades sedimentares do Paleozóico, assim como nos resultados geocronológicos que serão apresentados nos próximos capítulos, nesta pesquisa o Complexo Marañon é dividido em três unidades litoestratigráficas (**Mapas 1, 2 e 3**): (1) Gnaisses e milonitos de Huánuco, (2) Xistos de Huánuco (região oriental), (3) Xistos de La Unión (região ocidental). A seguir são apresentadas com maior detalhe as suas características geológicas e petrológicas. Os migmatitos e rochas associadas são apresentados no capítulo 7.

Figura 7. Exemplo de estratificação reliquiar nos Xistos de baixo e médio grau de Huánuco (A e B) e os Xistos de La Unión.

6.1 Gnaisses de Huánuco

Ao leste das cidades de Huánuco e Ambo estende-se de forma alongada uma associação de rochas gnáissicas e miloníticas, que atinge uma dimensão de 26 km x 5 km em direção N-S (**Mapa 1**). Embora os afloramentos desta unidade sejam muito descontínuos, foi possível identificar dois tipos litológicos extensamente misturados: um gnaisse com biotita e muscovita, e um granitóide de caráter milonítico com alguns porfiroclastos de feldspato. As relações entre esta unidade e os Xistos de Huánuco incluem a concordância entre as foliações principais das duas unidades, e não existem evidências de algum tipo de relação intrusiva entre o granitóide milonítico e os xistos. Na zona de contato que foi possível observar, a fábrica milonítica do granitóide é extensamente desenvolvida e sua deformação milonítica em condições de baixa temperatura é compatível com a dos xistos (ver próximos parágrafos), sugerindo que ambas as unidades estariam juntas durante o metamorfismo dos xistos, e sua relação seria tectônica. A ausência de contatos intrusivos sugere uma relação embasamento-cobertura modificada durante a deformação. Os dados geocronológicos que serão apresentados mais tarde confirmarão esta interpretação.

O gnaisse (CM-80) apresenta quartzo + muscovita + biotita + plagioclásio + feldspato potássico (**Figura 8**). Além das bandas quartzofeldspáticas e as micáceas, também apresenta uma fábrica de caráter milonítico. Os cristais de feldspato orientados apresentam um fraturamento fraco, e são envolvidos por micas de grão fino associadas a uma fábrica milonítica. Já o quartzo com extinção ondulante, encontra-se concentrado em bandas. A muscovita e a biotita apresentam cristais de maior tamanho, com texturas do tipo *mica fish*, assim como outros muito finos associados à fábrica milonítica. Como é indicado pelas características dos zircões analisados (capítulo geocronologia) e a presença de alguma zonamento no plagioclásio, esta rocha poderia ser um ortognaisse metamorfozido provavelmente na fácies anfibolito (extensa formação de zircão metamórfico), que seria posteriormente afetada por um evento que tem caráter milonítico.

A amostra CM-131A corresponde a um granito milonítico, com cristais de feldspato potássico e plagioclásio zonado pouco fraturados e envolvidos por uma fábrica definida por minerais micáceos (biotita e muscovita) muito finos (**Figura 9**). O quartzo apresenta-se em bandas separadas das fitas micáceas.

Figura 8. Porfiroblastos de feldspatos (F) e mica fish (MF) rodeados pela fábrica milonítica de moscovita (M) e biotita (B) do Gnaiss de Huánuco (CM-80).

Figura 9. Granito milonítico (CM-131A), porfiroclastos de feldspato, quartzo recristalizado e micas finas definindo a fábrica da rocha.

6.2 Xistos de Huánuco

Agrupam-se nessa unidade informal uma série de xistos de baixo a médio grau que afloram de forma quase contínua ao redor dos municípios de Huánuco, Tingo Maria, Ambo e Pano, na bacia do Rio Huallaga no segmento oriental da área de pesquisa (**Mapa 1**). Estas rochas apresentam claras relações de inconformidade com rochas sedimentares do Paleozóico Superior (Carbonífero e Permiano), que lhe são sobrepostas.

As rochas correspondem fundamentalmente a intercalações centimétricas a métricas de xistos micáceos, filitos e quartzitos micáceos, localmente de aspecto laminado, com variações nas proporções de micas e quartzo. Os xistos micáceos podem ser divididos em três tipos composicionais: (1) muscovita + clorita, (2) muscovita + biotita + clorita, (3) muscovita + biotita $\pm$ granada. Grafita é um acessório comum nas variedades mais micáceas. Os quartzitos micáceos apresentam ocorrências mais restritas.

Três litotipos adicionais pouco representativos foram identificados, xistos verdes compostos por clorita e anfibólio, xistos anfibólicos, assim como rochas cálcio-silicatadas que correspondem a xistos com alto conteúdo de calcita.

O grau de metamorfismo aumenta aparentemente para leste, na região de Puente Durand (**Mapa 1**) onde as rochas são predominantemente xistos com muscovita e biotita, e xistos anfibólicos com biotita, alguns localmente com granada. Em alguns níveis topograficamente mais altos é comum encontrar as rochas de mais baixo grau de metamorfismo, principalmente ardósias, filitos e alguns metarenitos que passam progressivamente a xistos de clorita e muscovita.

Nessa região tem sido citada a existência de rochas ultramáficas intercaladas com xistos e ardósias (Aumaitre *et al.*, 1977; Grandin & Navarro, 1979). Nos mapas geológicos e nos trabalhos geológicos anteriormente citados, estes corpos distribuem-se de forma alinhada, em duas faixas ao leste e oeste de Huánuco (**Mapa 1**), apresentando dimensões variáveis entre 2 e 7 Km. As rochas se encontram amplamente serpentinizadas, localmente talcosas. Sua relação estratigráfica com as rochas meta-sedimentares não é clara. Normalmente encontram-se como parte da seqüência metamórfica, intercaladas com xistos e ardósias. Localmente, nas faixas mais serpentinizadas, é comum o desenvolvimento de uma clivagem subparalela à da fábrica dos xistos, sugerindo que estão relacionados. Nas localidades onde foram coletadas amostras (CM-90 e CM-167), as rochas ultramáficas encontram-se completamente serpentinizadas, mas alguns autores têm descrito restos preservados de olivina e piroxênio (Aumaitre *et al.*, 1977).

A seguir é apresentada a síntese petrográfica de cinquenta e três (53) amostras analisadas dos Xistos de Huánuco. As amostras são divididas em três grupos em função do grau metamórfico: (1) muito baixo grau, (2) baixo grau, e (3) médio grau. A descrição a seguir busca integrar as feições encontradas nas amostras analisadas, e quando necessário é indicada à amostra que pode apresentar alguma particularidade.

No trabalho não foi realizada uma análise estrutural sistemática, e por tanto foi simplesmente revisada a hierarquização estrutural anteriormente definida (Grandin *et al.*, 1980; Carlier, 1983; Dalmayrac *et al.*, 1988). Os Xistos de Huánuco apresentam os vestígios de uma fábrica anterior S_n . São observados em alguns microlitons nas rochas de baixo grau, onde existem algumas micas discordantes à foliação. A estrutura principal ao nível de afloramento e amostra de mão está caracterizada por uma foliação metamórfica (S_{n+1}), e uma clivagem mais espaçada nos meta-arenitos, relacionados aos minerais micáceos. Esta fábrica apresenta uma direção entre N10°W e N40°E e mergulhos de 30° a 90° para o NE ou SW. Alguns veios de quartzo dobrados e budinados, assim como dobras sem raiz. Esta fábrica em geral está associada com dobras isoclinais.

Outra fase deformacional (S_{n+2}) inclui uma transposição parcial da foliação numa clivagem de crenulação espaçada, definida nos xistos por algumas bandas delgadas de grafita e micas. A crenulação S_{n+2} é mais extensa nos xistos de Huánuco, e como será mostrada pelos dados geocronológicos, esta fábrica S_{n+2} pode coincidir com a S_{n+1} dos Xistos de La Unión. A última fase deformacional está relacionada com o dobramento regional, e a existência de algumas zonas de falhas, o primeiro dos quais é reconhecido localmente e a escala regional.

XISTOS DE MUITO BAIXO GRAU

A **Tabela 1** apresenta o resumo dos minerais das amostras analisadas de muito baixo grau. Estas rochas correspondem fundamentalmente a ardósias e meta-arenitos. Em geral apresentam uma orientação preferencial definida por sericita, grafita, e alguns óxidos. Nos meta-arenitos predominam texturas clásticas reliquias, caracterizadas pela existência de uma matriz micácea a quartzosa, com abundantes minerais detríticos, incluindo plagioclásio + K-feldspato + turmalina + muscovita + fragmentos de quartzo policristalino. A calcita é também um mineral comum, e apresenta geminação de deformação do tipo I e II (amostra CM-27, **Figura 10**) segundo a classificação de Ferril (1991) e Bukhard (1993). O quartzo apresenta extinção ondulante, formação de subgrãos, e migração das bordas (**Figura 11**). Os feldspatos também apresentam bordas irregulares e formação de sericita.

Tabela 1. Composição mineralógica das amostras de muito baixo grau de Huánuco.

Q= quartzo, **Mosc**= muscovita, **Biot**= biotita, **Cl**= clorita, **Alb**= albita, **K-Feld**= feldspato potássico, **Gran**= granada, **Ep/Cz**= epidoto + clinozoisita, **Cal**= calcita, **Graf**= grafita.

Amostra	Q	Mosc	Biot	Cl	Alb	K-feld	Cal	Graf	Acessórios
CM-32	X	X		X				X	Opacos
CM-27	X	X		X	X		X		Opacos, Turmalina
CM-90	X	X		X					Opacos
CM-176	X	X		X	X	X			Turmalina, Opacos
CM-179a	X	X	X	X					Opacos
CM-180	X	X	X	X				X	Opacos
CM-162	X	X	X	X					Titanita, Opacos

Figura 10. Calcita com geminação do tipo I e II (Ferrill, 1991).

Figura 11. Quartzo (Q) com extinção ondulante, e bordas de dissolução.

Figura 12. Veios (V) de quartzo e resíduos insolúveis associados à crenulação.

Nas ardósias é comum a intercalação de domínios mais micáceos com domínios quartzosos, nestes últimos a transposição de foliação não é completa, e são comuns arcos relacionados a fábrica anterior. Associada às zonas de crenulação (S_{n+2}) são comuns resíduos insolúveis, além de alguns veios, característicos de processos de dissolução por pressão (**amostra CM 32, Figura 12**).

As rochas metamórficas associadas às serpentinitas correspondem a filitos e ardósias (CM-162 e CM-90), compostas por quartzo + muscovita + clorita + estilpnomelano $\pm$ titanita. O quartzo apresenta extinção ondulante, com evidências de migração de borda de grão. São comuns veios de quartzo em dobras isoclinais, e na amostra CM-162 que apresenta uma crenulação normalmente se concentra titanita nas dobras.

XISTOS DE BAIXO GRAU

As rochas de baixo grau (**Tabela 2**) incluem uma série de xistos pelíticos e psamíticos, assim como xistos verdes. As rochas mais amplamente distribuídas correspondem a xistos micáceos de granulação fina (0.1-0.5 mm) compostos por quartzo (40-60%) + muscovita (30-40%) + clorita (30-40%) e como minerais subordinados (5%) albita $\pm$ epídoto. Como acessórios podem-se incluir turmalina, zircão, apatita, titanita e opacos, e mais raramente incluem grafita. Em menor proporção ocorrem rochas calciosilicatadas compostas por quartzo + muscovita + calcita $\pm$ clorita $\pm$ biotita $\pm$ epídoto e como acessórios zircão, turmalina e opacos. Nas diferentes variedades de xistos existem variações na proporção do quartzo, e nos quartzitos micáceos este pode ter mais do 80%.

As rochas apresentam bandas ricas em quartzo e outras micáceas. A clivagem tectônica (S_{n+1}) está definida fundamentalmente pela orientação das micas e do quartzo, sendo que outros minerais como o epídoto, titanita, turmalina e inclusive os opacos apresentam também orientação preferencial. Em adição aparece também uma estrutura de transposição, com caráter isoclinal, e em alguns microlitons são comuns dobras sem raiz, arcos menores ou stacks de muscovita e clorita semelhantes às observadas na fábrica principal. Veios de quartzo dobrados são também vestígios de uma fábrica anterior S_n .

Tabela 2. Composição mineralógica das amostras de baixo grau de Huánuco. **Q**= quartzo, **Mosc**= muscovita, **Biot**= biotita, **Cl**= clorita, **Act**= actinolita, **Alb**= albita, **K-Feld**= feldspato potássico, **Gran**= granada, **Ep/Cz**= epidoto + clinozoisita, **Cal**= calcita, **Graf**= grafita.

Amostra	Q	Mosc	Biot	Cl	Act	Alb	K-Feld	Gran	Ep/ Cz	Cal	Graf	Acessórios
CM-30	X	X		X		X					X	Opacos
CM-33	X	X	X			X						Opacos
CM-51	X	X	X			X					X	Opacos
CM53	X	X		X		X		X	X			Opacos, Zircão
CM-55	X	X		X		X					X	Opacos
CM-57	X	X	X			X				X		Turmalina, Zircão
CM-61	X	X		X		X			X			Titanita, Opacos
CM-62	X	X		X		X						Turmalina, Opacos
CM-66	X	X		X					X			Turmalina, Opacos
CM-67	X	X		X		X			X	X		Zircão
CM-70	X	X		X		X			X			Opacos
CM-72	X	X		X		X			X			Opacos
CM-74	X	X		X		X			X			Opacos
CM-75	X	X	X	X		X			X			Opacos, Turmalina
CM-77	X	X		X		X			X			Turmalina
CM-78	X	X		X		X			X			Turmalina, Apatita
CM-83	X	X	X	X		X						Opacos, Turmalina
CM-84	X	X	X	X		X						Opacos
CM-85	X	X		X				X	X Piemontita			Turmalina, Apatita
CM-118A	X	X		X		X			X			Titanita, Opacos
CM-125A	X	X		X								Opacos
CM-135A	X	X		X		X						
CM-169	X	X	X			X	X		X			Apatita
CM-233	X	X		X					X			Opacos
CM-59	X			X		X			X			Titanita, Opacos
CM-181				X	X	X			X			Opacos e Titanita
CM-116A	X	X				X	X			X		Zircão, Opacos
CM-115A	X	X	X				X					Zircão, Opacos

Nos xistos com muscovita e clorita é comum observar uma progressão do metamorfismo, e algumas rochas ainda preservam texturas que sugerem a existência de uma antiga matriz, completamente transformada em clorita (**Figura 13**), já em outras de maior grau, as micas apresentam uma clara textura lepidoblástica (**Figura 14**). Da mesma forma a distribuição da biotita se acomoda a esta tendência, e em algumas das amostras este mineral constitui agregados menores associados aos cristais maiores de muscovita ou clorita, em outras, de granulação mais grossa, é um mineral bem definido.

O quartzo apresenta extinção ondulante, com evidências de recristalização e *recovery* (**Figura 15**), nas rochas com calcita, esta apresenta geminações de deformação do tipo IV (**Figura 16**, Ferrill, 1991; Burkhard, 1993).

As amostras CM-53 e CM-85 apresentam granada além da associação quartzo + clorita + albita + epidoto. Na amostra CM-53, a granada apresenta porfiroblastos de até 2.5 mm, localmente fraturados e retrogradados à clorita, além de apresentar sombras de pressão também de clorita, em parte encontra-se envolvido pela fábrica definida por cristais de muscovita, ou em continuidade com esta (**Figura 17A**). A fábrica está definida pela muscovita, clorita, plagioclásio (An_{15}) e quartzo. O caráter da granada é de pré a sintectônico em relação à fábrica principal. Alguns porfiroblastos apresentam inclusões minerais muito finas, discordantes com a fábrica principal da rocha, que em conjunto com alguns stacks de clorita e muscovita correspondem aos vestígios da fábrica anterior.

A amostra CM-85 é mais quartzosa, e a granada se encontra em cristais anedrais de até 0.1 mm nas bandas com predomínio de quartzo (**Figura 17B**), retrogradados nas bordas para clorita. Nesta mesma amostra a albita apresenta cristais de caráter pré-tectônico rodeados pelas micas, e está retrogradada à sericita, em outros casos se alinha na mesma fábrica mineral das micas e o quartzo.

As amostras CM-83 e CM-84 correspondem a xistos onde a biotita é muito mais abundante, e apresentam um tamanho de grão maior do que o dos xistos a muscovita e clorita (**Figura 18**). Adicionalmente o quartzo apresenta uma clara orientação preferencial indicando uma extensa recristalização.

A amostra CM-169 apresenta biotita e muscovita distribuídas de forma irregular, em alguns aglomerados, que além do tamanho de grão maior dos cristais, são consideradas como relacionadas a um crescimento estático provavelmente de origem termal.

Figura 13. Xisto micáceo com uma aparente textura sedimentar em níveis de clorita recrystalizada e fragmentos de quartzo (CM-67).

Figura 14. Xisto micáceo com clorita (c) folhada (CM-61).

Figura 15. Mecanismos de deformação do quartzo das amostras CM-66 e CM-72. (MG= migração da borda, RG= Rotação de grão, L= banda de deformação).

Figura 16. Xistos calcários CM-59 (a) e CM-67 (b), a calcita apresenta dois tipos de geminação segundo a classificação de Ferril (1991).

Figura 17. Granada pre a sin tectônica amostras CM-53 (A) e CM-85 (B).

Figura 18. Biotita bem formada nos xistos CM-83 (A) e CM-84 (B).

Figura 19. Xistos verdes CM-59 (A) e CM-181 (B). Q: Quartzo, E: Epidoto, Al: Albite, C: Clorita, An: Anfibólio.

Duas localidades de xistos verdes foram identificadas, em duas camadas intercaladas com os xistos micáceos (amostras CM-59 e CM-181). A amostra CM-59 apresenta quartzo + clorita + albita + epidoto + titanita, e a clorita define a fábrica principal (**Figura 19A**). São comuns agregados policristalinos de quartzo e o plagioclásio. A albita apresenta algumas inclusões discordantes com a fábrica principal, e algumas bordas de pressão de clorita. Por outro lado, a amostra CM-181 inclui actinolita + albita + epidoto-clinozoisita + quartzo + clorita, esta última em menor abundância, com uma fábrica nematoblástica definida pela actinolita (**Figura 19B**). Os cristais de albita apresentam inclusões de epidoto, com uma orientação discordante daquela da fábrica principal.

A **tabela 3** apresenta a relação temporal relativa da cristalização dos minerais com o *fabric* metamórfico. A estrutura mais antiga S_n , cuja orientação e características estão obliteradas, encontra-se representada em inclusões de quartzo e micas na granada, e de epidoto e clorita na albita. São também comuns microlitons com arcos e *stacks* de micas, e dobras com minerais micáceos (clorita e muscovita) (**Figura 20**). A S_{n+1} é a foliação principal e corresponde, como foi sugerido pelas estruturas anteriores, a uma transposição de S_n . Esta estrutura está definida pela maior parte dos minerais (**Figura 21**). A S_{n+2} que corresponde a algumas dobras associadas à crenulação pode não apresentar uma cristalização metamórfica, mas quando existente, corresponde à formação de alguns cristais de muscovita nas charneiras das dobras (**Figura 22**), assim como ao desenvolvimento de algumas texturas típicas de dissolução por pressão.

Os relictos da foliação S_n em inclusões ou zonas preservadas da transposição, apresentam mineralogia característica da fácies xisto verde. O metamorfismo retrogrado está representado pela transformação da biotita em clorita e de feldspato em sericita, sendo bem desenvolvido nas zonas de crenulação. Da mesma forma, a granada apresenta uma clara retrogradação à clorita.

Evidências de metamorfismo termal incluem a formação de alguns cristais maiores de mica, em rochas em que ocorreu abertura dos sistemas K-Ar e Ar-Ar (ver capítulo de resultados geocronológicos).

Figura 20. Moscovita (M) e clorita (C) preservando a Sn, (A)CM-66 e (B) CM-70.

Figura 21. Fábrica de transposição principal Sn+1 definida pelas micas, (A) CM-63, (B) CM-72.

Figura 22. Crenulação Sn+2, (A) associada a dobras (CM-77), (B) associada à recristalização (CM-61).

Tabela 3. Relação entre blasteses e deformação nas rochas de baixo grau de Huánuco.

		S_{n+1}			S_{n+2}	
	Pré	Sin	Pós	Pré	Sin	Pós
Metassedimentos						
Muscovita	X	X		X	X	
Clorita	X	X		X	X	
Quartzo	x	x	x	x		
Granada	X	X		X		
Plagioclásio		X		X		
Epídoto		X		X		
Calcita		X				
Turmalina		X				
Titanita		X				
Xistos verdes						
Clorita	X	X				
Anfibólio		X				
Epídoto	X	X				
Plagioclásio	X	X	X			
Titanita		X	X			

ROCHAS DE MÉDIO GRAU

As rochas de médio grau (Mapa 2) se encontram principalmente na região próxima a Puente Rancho (CM-243, CM-226, CM-228, CM-166b, CM-166a), e ao norte em direção Puente Durand (CM-177, CM-178, CM, 183A, CM-184) como pode ser observado no mapa 1. No geral trata-se de uma série de xistos compostos por muscovita (20-40%) + biotita (10-20%) + quartzo (40-50%) + plagioclásio (5%) + grafita ± granada (< 5%) ± estauroлита (<5%) e uma outra série constituída por anfibólio (50-60%) + biotita (15-20%) + plagioclásio (10%) + granada (5%) + quartzo (10%), sendo os minerais acessórios clinozoisita, zircão e apatita. Nos xistos pelíticos a foliação mineral está definida principalmente pela orientação dos minerais micáceos (textura lepidoblástica). Granada apresenta relações entre pré e sin tectônicas (imagens das características petrográficas serão apresentadas no item 6.4, de química mineral e termobarometria). As **tabelas 4 e 5** apresentam os minerais das diferentes amostras e as relações entre a foliação e a cristalização metamórfica.

Tabela 4. Composição mineralógica das amostras de médio grau de Huánuco. **Q**= quartzo, **Mosc**= muscovita, **Biot**= biotita, **Horn**= hornblenda, **Plag**= plagioclásio, **K-Fel**= feldspato potássico, **Gr**= granada, **Est**= estauroлита, **And**= andaluzita, **Sil**= sillimanita, **Cz**= clinozoisita, **Graf**= Grafita.

Amostra	Q	Mosc	Biot	Horn	Plag	K-Fel	Gr	Est	And	Sil	Cz	Graf	Acessórios
CM-166	X		X	X	X		X				X		Opacos e Apatita
CM-166b	X	X	X		X		X						Opacos, Zircão
CM-175	X	X			X								Opacos, Zircão
CM-177A			X	X	X		X						Opacos e Apatita
CM-178	X	X	X		X		X				X	X	Opacos
CM-182A	X	X	X		X							X	Opacos, Zircão
CM-183A	X	X	X		X		X	X	X			X	Opacos, Apatita, Zircão
CM-184a	X	X	X		X		X	X	X			X	Opacos, Zircão
CM-226	X	X	X		X	X	X	X		X		X	Opacos, Zircão
CM-228	X	X	X		X		X						Opacos, Zircão
CM-243	X	X	X		X								Opacos, Zircão

Tabela 5. Relação entre blastesis e deformação rochas de médio grau de Huánuco.

	Pre	S _{n+1} Sin	Pos
Xistos Pelíticos			
Muscovita		X	
Biotita		X	
Quartzo		X	
Granada	X	X	
Plagioclásio	X	X	
Estauroлита		X	
Sillimanita		X	Termal
Andaluzita			Termal
Cordierita			Termal
Clorita			Retrógrada
Sericita			Retrógrada
Xistos Anfibólicos			
Anfibólio		X	
Biotita		X	
Granada		X	
Plagioclásio		X	
Clorita			Retrógrada

Embora não tenha sido observada cianita nas amostras aqui analisadas, Dalmayrac *et al.* (1988) citam a presença dela na mesma área amostrada. A presença de cristais de andaluzita (CM183A, CM184A) é também bastante comum, mas este mineral não é considerado como parte da paragêneses de metamorfismo regional, já que aparece como cristais idioblásticos em alguns agregados, cortando a foliação mineral, com inclusões de estauroлита e grafita. A andaluzita é considerada como relacionado a um metamorfismo de contato. A amostra CM-175 apresenta uma distribuição de caráter bimodal nos tamanhos da muscovita e biotita, o que também é interpretado como relacionado a um evento termal. Além disso, foram observados porfiroblastos de cordierita que cresceram em disposição irregular, assim como sillimanita em cristais fibrosos (fibrolita), também considerados como relacionados ao crescimento durante o metamorfismo de contato. Em adição, a estauroлита da amostra CM-227 contém inclusões de grafita com dobras isoclinais possivelmente relacionadas com a foliação S_1 .

Nos xistos anfibólicos a foliação é definida pela orientação de biotita, anfibólio, além de quartzo, plagioclásio e granada. O plagioclásio apresenta extensa sericitização e saussuritização. É comum a presença de bandas ricas em biotita sem anfibólio.

6.3 Xistos de La Unión

Esta unidade localiza-se no segmento ocidental da área de pesquisa (**Mapa 2**), ao redor dos municípios de La Unión, Yanahuanca e Jesús, nas margens do Rio Marañón. A relação com os Xistos de Huánuco ao leste encontra-se coberta pelas rochas sedimentares do Paleozóico Superior. Em alguns dos mapas regionais consultados, as rochas xistosas de Huánuco e La Unión apresentam-se em continuidade, mas pelo caráter de cartografia (imagens de sensoriamento remoto) e da cobertura vegetal, esta correlação é duvidosa. Estratigraficamente, os xistos de La Unión apresentam uma clara relação de inconformidade com as rochas sedimentares do Permiano Superior, que lhe são sobrepostas. Mais para o sul, apresentam contatos tectônicos com as rochas do carbonífero. Adicionalmente, estes xistos encontram-se ao oeste das exposições de rochas sedimentares Carboníferas, e também dos granitóides que afloram na área.

Esta unidade inclui intercalações de xistos verdes e xistos quartzo-micáceos com grafita, ou xistos quartzo-micáceos e quartzitos micáceos. Os xistos verdes, compostos por clorita e actinolita, eventualmente podem apresentar um aspecto mais maciço e uma textura porfiroblástica. Localmente na margem direita do rio Marañón na estrada entre La Unión e Huánuco foram observadas estruturas semelhantes a diques. As intercalações dos

diferentes litotipos apresentam dimensões variáveis entre centimétricas e decamétricas e contatos abruptos.

Porfiroblastos de albita de até 1 cm com numerosas inclusões são observáveis em amostra de mão tanto nos xistos muscovíticos quanto nos xistos verdes. Existem algumas zonas onde predominam os xistos micáceos, variando o conteúdo do quartzo até rochas mais psamíticas. Sills de quartzo são comuns principalmente nos xistos micáceos.

Os metasedimentos intercalados são meta-arenitos e ardósias, em bandas entre 20 cm e 2 m, em contraste com a unidade anterior pelo grau de metamorfismo e a abundância de ardósias e filitos pretos. Esta unidade corresponde à denominada Série de Yanahuanca (Dalmayrac, 1986) ou a Complexo Marañon III de Cobbing & Sanchez (1996a, b).

Nos Xistos de La Unión a foliação principal corresponde a uma S_{n+1} associada à xistosidade, com uma direção N60°W a N20°E, mergulhando entre 10° e 60° ao NE ou SW (esta disposição é consequência do dobramento Andino). A foliação anterior S_n observa-se claramente nas inclusões de epídoto e grafita presentes nos porfiroblastos de albita, que são claramente discordantes com a foliação principal. Em contraste com os Xistos de Huánuco, os Xistos de La Unión não apresentam a crenulação S_{n+2} , o que poderia indicar diferenças temporais na evolução estrutural, da forma que o S_{n+2} dos Xistos de Huánuco poderia corresponder ao S_{n+1} dos Xistos de La Unión.

Foram analisadas dezesseis (16) lâminas desta região e na **tabela 6** apresentam-se os minerais observados. Nestas rochas, as de baixo grau de metamorfismo predominam, e é possível distinguir dois tipos petrográficos fundamentais, xistos compostos por quartzo + muscovita + grafita $\pm$ clorita $\pm$ biotita + albita $\pm$ epídoto $\pm$ granada $\pm$ titanita.

A foliação das rochas está definido fundamentalmente pela orientação de quartzo e micas (textura granolepidoblástica). Como acessórios comuns incluem-se titanita, zircão, turmalina e opacos. O quartzo apresenta extinção ondulante, e embora apresente evidências dos diferentes mecanismos de deformação, como rotação de grão e migração da borda dos grãos, uma característica fundamental são os contatos retos a fortemente angulares, que sugerem redução da borda de grão associada à recristalização (Passchier & Trouw, 1996).

Tabela 6. Composição mineralógica das amostras dos Xistos de La Unión. **Q**= quartzo, **Mosc**= muscovita, **Biot**= biotita, **Cl**= clorita, **Act**= actinolita, **Alb**= albita, **Gran**= granada, **Ep/Cz**= epidoto + clinozoisita, **Cal**= calcita, **Graf**= grafita

Amostra	Q	Mosc	Biot	Cl	Act	Alb	Gran	Ep/Cz	Cal	Graf	Acessórios
CM-96	X			X	X	X		X	X		Titanita
CM-100	X			X	X	X		X	X		Opacos
CM-125	X	X		X	X	X		X			Opacos
CM-130	X			X	X	X		X	X		Opacos
CM-137	X			X	X	X		X			
CM-97	X	X		X		X	X	X		x	Titanita
CM-108	X	X	X	X			X				Opacos, Turmalina
CM-101	X	X				X		X		X	Opacos, Titanita
CM-110	X		X	X		X		X	X		Titanita
CM-112	X	X	X			X					Zircão
CM-114	X	X	X	X		X	X				Opacos, Turmalina
CM-120	X			X		X		X	X		Opacos
CM-117	X	X	X			X		X		X	Opacos, Zircão
CM-127	X	X	X	X		X		X	X		Opacos, Zircão
CM-131	X	X	X	X		X					Turmalina
CM-139	X	X				X				X	Zircão
CM-143	X			X				X			
CM-145	X			X				X			
CM-158	X	X		X							Zircão

A albita nos xistos micáceos apresenta-se em porfiroblastos maiores de 1 mm, e apresenta inclusões de grafita e epidoto, preservando uma foliação anterior discordante com à foliação principal (**Figura 23**). Também apresenta complexas relações de crescimento em relação à foliação externa, sendo em alguns dos casos claramente envolvida pela foliação mineral, e como já foi indicado em outros casos ela está associada à foliação principal. Numa mesma lâmina é comum reconhecer inclusões tanto concordantes como discordantes.

Figura 23. Porfiroblasto de albita(A) com inclusões discordantes de epidoto (E) no núcleo e concordantes nas bordas (CM-96).

Figura 24. Xisto de actinolita(Ac), clorita(C) e albita (A) (CM-125).

Figura 25. Xisto micáceo com porfiroblastos de albita (A) e fábrica de grafita discordante (CM-131).

Figura 26. Xisto micáceo com porfiroblastos de granada (G) retrogradados à clorita (CM-108).

Xistos verdes são amplamente distribuídos na região de La Unión e na zona ao sul próximo de Jesus. Particularmente nas margens do Rio Marañon foi possível reconhecer um extenso pacote, onde estes xistos se intercalam com xistos micáceos. Em geral caracterizam-se por uma textura porfiroblástica, que às vezes dá um aspecto “porfirítico” à rocha. Em termos de mineralogia os xistos verdes apresentam clorita $\pm$ anfibólio + epidoto/clinozoisita (**Figura 25**), e como acessórios titanita e opacos.

Texturalmente as rochas apresentam foliação definida pela orientação do anfibólio e/ou da clorita; epidoto e quartzo também fazem parte da foliação principal. O epidoto também pode apresentar porfiroblastos cortando a foliação da rocha. O quartzo apresenta extinção ondulante, além de formação de subgrãos e migração da borda dos grãos.

O anfibólio apresenta variação da fórmula pleocroica de incolor a verde claro, e apresenta-se em cristais delgados, alguns deles com zonamento, sendo as bordas mais escuras. A albita se encontra em porfiroblastos, com inclusões principalmente de epidoto e clinozoisita, podendo estas últimas ser concordantes ou discordantes com a foliação principal. Na amostra CM-96 foi encontrado um cristal de granada como inclusão na albita, que por sua vez apresenta inclusões muito finas discordantes com a foliação principal. A granada da amostra CM-108 encontra-se retrogradada a clorita (**Figura 24**), com algumas inclusões discordantes de quartzo, e bordas de pressão também de clorita. Na amostra CM-97 a granada se encontra em pequenas inclusões na albita, associada a uma foliação discordante em relação à principal.

No caso das rochas de La Unión as observações petrográficas permitiram comparar às foliações com a blástese. Na **tabela 7** apresenta-se a relação dos eventos maiores de cristalização metamórfica. Como nos xistos de Huánuco, existe uma foliação principal e os porfiroblastos de albita apresentam um extenso registro de inclusões, sendo que num mesmo cristal é possível observar tanto a foliação discordante no núcleo, quanto uma foliação que segue à principal nas bordas (**Figura 26**). Tal como foi indicado, é comum em alguns microlitons de quartzo a preservação de porções da foliação anterior que não foram completamente transpostas pela foliação principal. Veios de quartzo formando dobras sem raiz indicam uma relação da foliação com dobramentos isoclinais, e representam também os vestígios da foliação anterior (S_n). A granada também é de caráter anterior à foliação, pois apresenta bordas de pressão com formação de clorita. A crenulação S_{n+2} observada em Huánuco não é aparentemente importante na região dos xistos de La Unión.

Nas rochas de muito baixo grau, que incluem fundamentalmente ardósias e meta-arenitos, foi realizada uma única análise petrográfica, da amostra CM-158. Esta apresenta caráter clástico, com formação de sericita definindo a foliação da rocha em arranjos lepidoblásticos, e presença de fragmentos de feldspato, turmalina, muscovita, biotita, e zircão. O feldspato apresenta dissolução nas bordas com formação de sericita orientada segundo a foliação. O quartzo apresenta extinção ondulante e lamelas de deformação.

Tabela 7. Relação entre blasteses e deformação, rochas de médio grau de La Unión.

	S_{n+1}		
	Pré	Sin	Pós
Xistos e filitos			
Muscovita	X	X	
Clorita	X	X	
Biotita		X	
Quartzo	X	X	X
Granada	X		
Plagioclásio	X	X	X
Epidoto	X	X	
Calcita			X
Turmalina		X	
Titanita		X	
Xistos verdes			
Clorita	X	X	
Anfibolio		X	
Muscovita	X	X	
Clorita	X	X	
Epidoto	X	X	
Albita	X	X	X
Titanita		X	
Calcita			X

6.4 Química mineral e termobarometria

Foram selecionadas para análises de química mineral e cálculos termobarométricos treze amostras representativas das unidades estudadas: uma amostra do Gnaiss de Huánuco, cinco amostras de médio grau e três de baixo grau dos Xistos de Huánuco e quatro amostras dos Xistos de La Unión. Os dados analíticos encontram-se nas **Tabelas 1 a 4 dos anexos**.

6.4.1 Gnaiss de Huánuco

Foram realizadas análises de química mineral na amostra do ortognaiss CM-80 (**anexos Tabela 1**). O plagioclásio apresenta um zonamento de borda a centro, com bordas de An₁₀₋₁₉, e os valores mais baixos da molécula de anortita provavelmente associada à retrogradação, e os domínios internos do cristal apresentam uma composição de An₂₁₋₂₄. São também comuns alguns cristais de K-feldspato envolvidos pela foliação.

As micas analisadas são fundamentalmente da foliação milonítica posterior. A muscovita apresenta uma composição relativamente homogênea com Si variando entre 6.09-6.12, Na/(Na+K) de 0.04-0.07, e Mg/Mg+Fe 0.59-0.87. A biotita apresenta uma razão Mg/Mg+Fe e conteúdos de Al^{IV} homogêneos (0.42-0.45 e 2.49-2.53).

No termômetro de Hoisch (1989) baseado na substituição Mg-Tschermakítica entre muscovita e biotita as temperaturas calculadas são de 565°-593°C, e ao considerar os conteúdos de Ti na biotita (Henry *et al.*, 2005) os valores estão entre 579°-656°C.

6.4.2 Xistos de baixo grau Huánuco.

Foram realizadas análises de química mineral em três amostras de rochas de baixo grau da região de Huánuco (**anexos Tabela 2, Mapa 2**),

XISTOS MICACEOS (AMOSTRAS CM-66 E CM-77)

As amostras **CM-66 e CM-77** apresentam características petrográficas muito semelhantes, e estão compostas por quartzo + muscovita + clorita e como acessórios albita, opacos, epidoto e turmalina. Ambas amostras apresentam vestígios de uma foliação anterior S₁, tanto em arcos poligonais, como stacks micáceos, incluídos dentro de microlitons mais ricos em quartzo. Os cristais micáceos apresentam tamanhos entre 0.03-0.3 mm.

Para estas amostras foram analisados os pares muscovita e clorita, tanto as relacionadas com a foliação principal S₂ quanto alguns dos relictos da foliação S₁. A clorita pode ser classificada predominantemente como ripidolita segundo o esquema proposto por Hey (1953), com uma das amostras na transição para picnoclorita.

Seis grãos de clorita da amostra CM-66 associadas à foliação S₁ apresentaram valores de temperatura nos termômetros de Cathelineu (1988) e de Jowett (1991) relativamente semelhantes de 352-377°C (**anexos Tabela 2**). De outro lado, quatro análises relacionadas com a foliação S₂ apresentaram valores de 325-357°C em ambas as calibrações. Para a amostra CM-77 foram realizadas seis análises (**anexos Tabela 2**), três delas associadas à S₁ e as outras à S₂. Os resultados indicaram temperaturas de 335-352° para a S₁ e 316°-372°C para a S₂. Por outro lado, a projeção derivada do barômetro empírico de Brown (1977) baseado no conteúdo de crossita (NaM₄), indicou pressões num intervalo de 3-4Kb. Para o termômetro anfibólio - plagioclásio de Blundy e Holland (1990), as temperaturas obtidas para as pressões indicadas encontram-se no intervalo entre 370°-450°C.

Nessas mesmas amostras, as análises químicas da muscovita associada a S₁ e S₂ são semelhantes, e apresentam valores de Si >6.4 característicos de micas fengíticas. Utilizando as temperaturas obtidas na clorita, os valores de Si da muscovita indicam pressões mínimas

de 3.0 – 3.3 Kb nos barômetros de Massone & Schreyer (1987) e Massone & Szpurka (1997).

ACTINOLITA-CLORITA XISTO CM-181

Esta rocha apresenta a paragênese actinolita + clorita + epidoto, típica da fácies xisto verde. Em termos químicos o anfibólio é classificado como actinolita e ferro-hornblenda. O plagioclásio é composicionalmente uma albita quase pura com conteúdos de $An_{0.5}$ a An_1 , e a clorita corresponde à ripidolita e picnoclorita. Para os termômetros de Cathelineu (1988) e Jowett (1991) as temperaturas calculadas na clorita são de 344 ± 15 . Por outro lado, utilizando o termômetro empírico de Spear (1980), que considera os equilíbrios $NaSi \rightarrow CaAl$ entre o plagioclásio e anfibólio, as temperaturas são semelhantes.

6.4.3 Xistos de médio grau de Huánuco.

Nas rochas de médio grau de Huánuco foram realizadas análises de química mineral em cinco amostras de xistos micáceos e anfibólicos (**anexos Tabela 3**), de quatro afloramentos diferentes (**Mapa 2**): 1-xisto micáceo CM-228, 2-xisto micáceo CM-177 e xisto anfibólico CM-178, 3-xisto micáceo CM-226, 4-xisto anfibólico CM-166

XISTO MICÁCEO CM-228

A amostra **CM-228** corresponde a um xisto de muscovita + biotita + plagioclásio, incluindo granada em cristais muito pequenos disseminados, e localmente associados à muscovita (**Figura 27**). O plagioclásio apresenta uma variação composicional de borda a núcleo de An_{10} a An_{32} . Excluindo os valores mais baixos da molécula da anortita (An_{8-12}) associados às zonas mais alteradas, o intervalo fica melhor definido, An_{24} - An_{32} . Das micas, a biotita é a mais homogênea com TiO_2 entre 1.95-2.2% e $Mg/Mg+Fe^{2+}$ entre 0.41-0.47, enquanto que a muscovita apresenta coerência nos conteúdos de Si (6.09-6.14) e Na/Na+K, alguma variação no componente celadonítico e razões $Mg/Mg+Fe^{2+}$ de 0.38-0.54.

A granada é homogênea em termos químicos (**Figura 28**), com um decréscimo fraco das moléculas de almandina (X_{Fe}) e piropo (X_{Mg}) nas bordas, e um comportamento inverso das moléculas da espessartita (X_{Mn}) e grossulária (X_{Ca}). O termômetro de Ti nos diferentes grãos de biotita analisados apresenta temperaturas entre 588-630°C. O par granada-muscovita, segundo a calibração de Green e Hellman (1982) define temperaturas entre 537°-600°C. Nestas temperaturas o barômetro granada-muscovita-quartzo-plagioclásio (Hodges e Crowley, 1985) apresenta pressões entre 5.7 e 7.8 Kb.

XISTO MICÁCEO CM-178

Num mesmo afloramento foram selecionadas amostras (CM-178 e CM-177) de duas intercalações de xistos micáceos com granada e xistos anfibólicos com biotita.

O **xisto micáceo CM-178** apresenta uma foliação mineral claramente definido pela orientação das micas, quartzo e plagioclásio (**Figura 29**). A granada apresenta relações entre pré e sin-tectônica em relação à foliação principal, sendo localmente retrogradada à clorita. Em termos de química mineral essa granada é fundamentalmente do tipo almandina, com variações composicionais de almandina (X_{Fe}) 67-76;9%, grossulária (X_{Ca}) 1.81-5.41%, piropo (X_{Mg}) 11.52-23.32% e espessartita (X_{Mn}) 2.07-4.09%. No geral o X_{Mg} apresenta um enriquecimento relativo nas bordas, enquanto que o X_{Fe} e o X_{Mn} indicam o contrario, sugerindo um crescimento com aumento da temperatura. No núcleo, o X_{Mg} e o X_{Mn} apresentam características de concavidade em sentido negativo e positivo, respectivamente (**Figura 30**). A biotita analisada fundamentalmente nos contatos com a granada, em geral apresentou conteúdos de TiO_2 entre 1.53 e 1.74%, FeO de 19.24 a 20.12%, e MgO de 9.05 a 9.54%. Por outro lado, a muscovita apresentou concentrações relativamente homogêneas de FeO e MgO de 0.89-1.55% e 0.73-0.86% e também da razão $Na/Na+K$, de 0.17-0.20.

Nas calibrações de Ferry & Spear (1978) e Hodges & Spear (1982) o par granada-biotita indica temperaturas entre 570°-600°C, e no termômetro do Ti em biotita (Henry *et al.*, 2005) as temperaturas variam entre 547°-577°C. Para o termômetro muscovita-biotita de (Hodges, 1989) as temperaturas calculadas variam entre 563° e 587°C. As pressões, calculadas no barômetro de Hodges & Crowley (1985) para as micas em contato com granada, quartzo e plagioclásio, encontram-se entre 8.1-9.0 Kb e 7.5-8.6 Kb.

Figura 27. Xisto micáceo com granada (CM-228).

Figura 28. Perfil composicional da granada (CM-228).

Figura 29. Xisto micáceo com granada (CM-178).

Figura 30. Perfil composicional da granada (CM-177).

Figura 31. Xisto anfibólico com granada (CM-178).

Figura 32. Perfil composicional da granada (CM-178).

XISTO ANFIBÓLICO CM-177

Este xisto anfibólico, coletado no mesmo afloramento da amostra descrita anteriormente, apresenta uma foliação mineral claramente definida por anfibólio e quartzo (**Figura 31**). A rocha apresenta bandas individuais com quartzo + biotita + granada intercaladas com bandas de quartzo + anfibólio + granada. Considerando o tamanho, a granada é de caráter bimodal, sendo sempre que os cristais menores estão associados à biotita. O plagioclásio se encontra intensamente saussuritizado, e nos locais onde foi possível obter a sua composição, resultou entre An_{24} e An_{32} .

Tanto na granada associada à biotita quanto naquela associada ao anfibólio, o padrão é homogêneo (**Figura 32**), com enriquecimento de X_{Fe} e X_{Mg} nas bordas. A biotita apresenta conteúdos de TiO_2 de 1.65-2.14 e pouca variação na razão $Mg/Mg+Fe$ (0.51-0.54). O anfibólio cálcico é tschermarkita e magnésio-hornblenda. O teor de Ti na biotita indica temperaturas entre 583° e 632°C (Henry *et al.*, 2005). O par granada-biotita apresenta temperaturas de 546°-573° e 632°-667°C (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear 1982). O termômetro que considera o intercâmbio Fe-Mg entre a granada e o anfibólio (Graham & Powell, 1984) apresenta valores entre 565° e 627°C. Utilizando o geobarômetro anfibólio – plagioclásio de Fershter (1991) indica uma pressão de 9.5 Kb, e quando utilizado o geobarômetro que inclui granada + plagioclásio + hornblenda + quartzo (Kohn & Spear, 1990), a pressão aumenta para 10.8 kb.

XISTO ANFIBÓLICO CM-166

A amostra **CM-166** apresenta semelhanças texturais e composicionais com a amostra CM-177 (**Figura 33**). Em geral o plagioclásio encontra-se intensamente alterado, e quando foi possível recuperar a composição, o mineral resultou An_{37} . A granada apresenta uma distribuição do zonamento em forma de sino para o X_{Ca} , e um caráter de convexidade inversa, mas com um forte contraste entre a região central e as bordas para o X_{Fe} e X_{Mg} (**Figura 34**). A biotita tem conteúdo de Ti entre 0.16-0.23 e relação $Mg/Mg+Fe$ relativamente homogênea entre 0.91-0.94. O anfibólio é fundamentalmente alumino-tschermarkita, ferro-tschermarkita e Mg-hornblenda, e apresenta algumas variações no conteúdo de Mg.

Figura 33. Xisto anfibólico com granada (CM-166b). **Figura 34.** Perfil composicional de granada (CM-166b).

Figura 35. Xisto micáceo com granada e estauroilita (CM-226). **Figura 36.** Perfil composicional da granada (CM-226).

Em dois cristais, analisados no núcleo e na borda, os teores de Si e Al têm comportamento inverso, com diminuição e aumento nas bordas. O Ti na biotita indica temperaturas entre 571° e 613°C, enquanto que no termômetro granada-biotita a calibração de Hodges & Spear (1982) indica temperaturas de 589-616°C. Com estas temperaturas o geobarômetro biotita – granada – plagioclásio – quartzo (Hodges & Crowley, 1985) indica pressões entre 9.7 e 10 Kb. Tanto a granada quanto o anfibólio apresentam um claro zonamento. Ao comparar os pares anfibólio-granada em bordas e núcleos são aparentes as variações de temperatura no termômetro de Graham & Powell (1984), com valores de temperatura aparentemente maiores nas bordas (570-617°) do que nos núcleos ~530°C. Por outro lado, ao considerar os barômetros baseados no conteúdo de Si e Al no anfibólio

(Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Schmidt, 1992), observa-se uma aparente diminuição da pressão de 10Kb a 7Kb entre núcleo e borda respectivamente. Numa única análise em plagioclásio, o barômetro anfibólio – plagioclásio – quartzo – granada (Kohn & Spear, 1990) indica pressões mais baixas (8.2 Kb). Estas tendências sugerem uma possível trajetória metamórfica de caráter horário, onde ocorre queda da pressão com o aumento da temperatura.

XISTO MICACEO CM-226

O xisto CM-226 apresenta duas micas, granada, plagioclásio e estauroлита (**Figura 35**), sendo que localmente se observa a formação de fibrolita associada à biotita. O plagioclásio apresenta composição predominante entre An_{18} e An_{20} , com valor de até An_{10} em zonas alteradas. O perfil composicional da granada apresenta distribuição bastante homogênea das moléculas de X_{Fe} e X_{Mg} (**Figura 36**).

A biotita apresenta conteúdo de Ti entre 1.38 e 1.70 e relação $Mg/Mg+Fe$ entre 0.39 e 0.48. A muscovita apresenta Si: 6.0-6.2, $Na/Na+K$: 0.13-0.17, e $Mg/Mg+Fe$ entre 0.32 e 0.44. Baseado no termômetro de Ti em biotita, as temperaturas estão entre 526°-584°C, enquanto que o par granada-biotita indica temperatura entre 470-530°C.

As pressões, obtidas nos geobarômetros granada – micas – plagioclásio – quartzo, indicam valores entre 3.5 e 5.0 Kb.

6.4.4 Xistos de La Unión

Para os Xistos de La Unión foram selecionadas quatro amostras para química mineral (**anexos Tabela 4**) e quantificação das condições de metamorfismo. Incluíram-se três amostras de xistos com muscovita + clorita + quartzo + albita ± epidoto, além de um xisto verde.

XISTOS MICÁCEOS COM ALBITA CM-97, CM-131 e CM-108

As **amostras CM-97 e CM-131** apresentam em comum porfiroblastos de albita com relações texturais pre, sin e pós-deformacionais com relação à foliação principal. De ambas amostras foram analisados muscovita, clorita, albita e epidoto. A albita apresenta composição química entre $An_{2-0.3}$ e $An_{1.2-0.2}$. A **amostra CM-108** apresenta albita, mas em muito mais baixa proporção e sem o habito característico observado nas outras duas amostras. A clorita das três amostras corresponde a ripidolita. Nos termômetros que utilizam clorita, os valores obtidos foram muito similares. A amostra CM-97 indicou temperatura de

360±22°C, para a amostra CM-131 o valor foi de 358±14°C, enquanto que para a amostra CM-108 o valor encontrado foi de 348 ± 24°C. No barômetro de Massone & Spzurka (1997) utilizando-se as temperaturas obtidas na clorita, as micas brancas indicaram pressões no intervalo entre 3.3 e 5 Kb.

ACTINOLITA-CLORITA XISTO CM-96

A amostra **CM-96** apresenta plagioclásio de caráter albitico, com An_{0.2} a An_{0.8}. A clorita desta amostra é ripidolita, e os termômetros baseados neste mineral indicaram condições de temperatura de 344±14°C. Os anfibólios composicionamente correspondem a actinolita e magnésio-hornblenda. No termômetro plagioclásio-anfibólio proposto por Spear (1980) as temperaturas sugeridas foram superiores aos 375°C, enquanto que no barômetro baseado no conteúdo de crossita no anfibólio (Brown, 1977) as pressões indicadas estiveram entre 3 e 4 Kb. Utilizando o termômetro de Blundy & Holland (1990), com as pressões determinadas previamente, as temperaturas obtidas para os anfibólios estão entre 398° e 451°C.

6.5. Síntese Metamórfica

Embora não tenha sido realizado um mapeamento detalhado da distribuição das fácies metamórficas, as observações de campo, complementadas com a petrografia e os resultados termobarométricos, permitiram, ainda em nível de reconhecimento, identificar algumas características gerais e a distribuição do metamorfismo.

Na região de Huánuco, os Xistos de Huánuco apresentam uma seqüência de metamorfismo progressivo desde o muito baixo grau, com rochas que ainda preservam estruturas sedimentares, até condições de médio grau, na fácies anfibolito. Em geral, a zona mais extensa é formada pelas rochas de baixo grau, e o grau de metamorfismo incrementa-se em direção ao leste.

Nos xistos de muito baixo grau, a presença de clorita e muscovita, os mecanismos de deformação do quartzo, a presença de dissolução por pressão definida por veios de quartzo, assim como as geminações observadas na calcita, sugerem que a deformação ocorreu em temperaturas que variam entre 200°-350°C (Ferrill, 1991; Passchier & Trouw, 1996). Adicionalmente, o caráter penetrativo do *fabric* metamórfico nas ardósias sugere que estas já teriam atingido a anquizona, e portanto temperaturas superiores a 250°C (Durney & Kisch, 1994).

Para as rochas de baixo grau, a presença de clorita, muscovita, biotita e epídoto é característica da fácies xisto verde (Bucher & Frey, 1994). Os mecanismos de deformação no quartzo, bem como as características das geminações da calcita, sugerem temperaturas

de 350° a 400°C (Passhler & Trouw, 1996; Ferrill, 1991). Nestas rochas, em que o conteúdo de alumina pode ser baixo (algumas possuem $Al_2O_3 < 15\%$), a ausência de biotita sugere temperaturas abaixo de 400°-420° (Bucher & Frey, 1994).

Por outro lado, a aparição tardia de biotita pode indicar tratar-se de metamorfismo do tipo Barroviano (Yardley, 1989). Em algumas amostras a biotita aparece bem formada, o que poderia indicar condições de temperatura já acima dos 400°C. A presença de granada na amostra CM-53 indica que pelo menos esta rocha atingiu condições de metamorfismo mínimas de 450°C (Bucher & Frey, 1994). Ao mesmo tempo, a persistência de muscovita e particularmente de clorita, ao lado da ausência de biotita, pode sugerir que as temperaturas regionais não superaram os 520°C. A aparição da associação granada + biotita seguiria a reação $1 Ms + 3 Chl + 3 Qtz = 4 Alm + 1 Ann + 12H_2O$ (Bucher & Frey, 1994). Finalmente, a presença de plagioclásio do tipo oligoclásio corresponde ao limite entre a fácies xisto verde e a fácies anfibolito.

Nas rochas de médio grau de Huánuco, os xistos micáceos apresentam biotita de cor marrom, característica da fácies anfibolito, o que é consistente com a presença de oligoclásio (Bucher & Frey, 1994). A presença de granada e biotita, de acordo com a reação indicada acima, também indica condições de temperatura superiores aos 500°-520°C. Além disso, a ausência de clorita e epidoto sugere que as temperaturas regionais atingiram os 550°-600°C. Em adição, a associação estaurolita + biotita também sugere temperaturas ao redor de 600°C (Bucher & Frey, 1994), o que é reforçado pela presença de sillimanita em algumas rochas. Nos metabasitos, a presença de hornblenda e de plagioclásio mais cálcico ($An > 17\%$) são também indicadores da fácies anfibolito.

O Gnaiss de Huánuco merece menção especial. Ele apresenta uma foliação milonítica, e os pares biotita-muscovita que definem essa foliação indicaram temperaturas entre 590-616 graus, condição compatível com as temperaturas determinadas nos xistos de médio grau de Huánuco, sugerindo que o evento metamórfico que afetou as rochas regionais também deformou essa unidade gnáissica.

No caso dos Xistos de La Unión, o metamorfismo varia entre o muito baixo grau com preservação de texturas sedimentares até o baixo grau onde estas já se encontram obliteradas. A presença das associações actinolita + epidoto + clorita + albita e muscovita + clorita + biotita é diagnóstica da fácies xisto verde (Yardley, 1989; Bucher & Frey, 1994). Nos xistos verdes, a aparente diminuição da clorita na foliação principal de algumas amostras pode sugerir que a temperatura estaria no intervalo entre 400° e 540°C, entrando na faixa de transição com a fácies anfibolito (Spear, 1995). Alguns dos xistos não apresentam actinolita associada à clorita e ao epidoto, provavelmente como consequência de uma baixa razão $Fé/Mg$ que pode retardar a formação deste mineral (Spear, 1995). Ao mesmo tempo, a presença de granada em rochas metapelíticas sugere que pelo menos uma parte da

seqüência atingiu temperaturas que podem estar na faixa dos 450°C. Inclusões de epidoto e clorita em albita sugerem que a foliação anterior também pode ter sido formada na fácies xisto verde, onde a ausência de actinolita indicaria provavelmente condições mais baixas de metamorfismo.

Nos xistos de Huánuco, as condições de metamorfismo obtidas para a zona de médio grau são de 7-10Kb e 540°-660°C, enquanto que para a zona de baixo grau são de 3-5 Kb e 350°-450°C. Para os Xistos de La Unión, as condições estão entre 3-4 Kb e 350-400°C (**Figura 37**). Além disso, tanto os xistos de baixo e médio grau de Huánuco quanto os xistos de La Unión apresentam condições de P-T com afinidade a um metamorfismo do tipo bórico de média pressão ou Barroviano (**Figura 37**, Myashiro, 1994).

Os resultados de P e T obtidos nas rochas de baixo grau de Huánuco e La Unión estão relacionados com a foliação principal S_{n+1} e com os vestígios da S_n , sugerindo portanto que estas duas fases aconteceram em continuidade e num mesmo regime deformacional. A crenulação nos xistos de baixo grau de Huánuco caracteriza-se pela formação de micas finas, assim como por texturas concordantes a processos de solução por pressão, sugerindo que esta deformação ocorreu quando as rochas encontravam-se em um nível crustal raso.

Metamorfismo termal ou de contato aparece claramente em algumas das situações estudadas, tanto nos xistos de Huánuco como nos de La Unión. Nos primeiros, a presença de andaluzita e cordierita em algumas amostras, além da ausência de granada, sugerem que a pressão esteve provavelmente abaixo dos 4 Kb. Além disso, a presença de estauroilita parece condicionar uma temperatura próxima ou até acima de 500°C (Bucher & Frey, 1994). No caso dos xistos de La Unión, algumas rochas de médio grau apresentam evidências texturais e mineralógicas que incluem a formação de porfiroblastos de andaluzita, estauroilita e micas, assim como a formação de sillimanita. Por exemplo, a amostra CM-226 apresenta condições de pressão que variam de 3.5-5 Kb e temperaturas de 526°- 582°C, que definem um metamorfismo de contato com clara representação nos resultados geocronológicos, a serem discutidos no capítulo 9.

As características barrovianas do metamorfismo parecem indicar que este não estaria relacionado diretamente com a instalação de anomalias termais e portanto com atividade magmática contemporânea (Brown, 1998). Para as rochas de médio grau de Huánuco, e particularmente para a amostra CM-166, foi possível estabelecer a provável trajetória metamórfica, de caráter horário, em que um espessamento crustal inicial teria sido sucedido por um evento de temperatura mais elevada (**Figura 37**). Esta situação é sugestiva de um episódio orogênico compressivo maior, seguido pelo colapso do orógeno e a conseqüente decompressão, afinamento crustal e o aumento de temperatura associado com a subida da astenosfera. Tal evolução seria típica de evento tecto-orogênico em que não seria necessária uma presença anterior de magmas.

Figura 37. Condições de metamorfismo e possível trajetória metamórfica da amostra CM-166. Xistos de Huánuco (vermelho) e os Xistos de La Unión (azul) (Diagrama modificado de Spear 1995).

7 ROCHAS PLUTÔNICAS E MIGMATITOS

Na área de estudo, e ao longo da Cordilheira oriental até os 6° de latitude sul tem sido reconhecida a existência de uma extensa série de rochas plutônicas de afinidade granítica, assim como algumas exposições de migmatitos em segmentos isolados por rochas de mais baixo grau (Mapa 2, Carlier *et al.*, 1982).

Os estudos sistemáticos nos granitoides são restritos fundamentalmente à zona de Pataz (latitude 8°S), onde a associação deste magmatismo com jazidas auríferas tem incentivado a pesquisa detalhada (Vidal *et al.*, 1995; MacFarlane, 1999; MacFarlane *et al.*, 1999; Haeberlin, 2002). Na área da presente pesquisa, os mapeamentos 1:100.000 elaborados pelo Serviço Geológico Peruano (INGEMMET), diferentes unidades têm sido definidas e suas idades relativas estimadas através de correlações regionais.

Pela ausência de dados geocronológicos, e a importância dos granitoides como marcadores temporais e de evolução tectônica, nessa pesquisa foram observadas e amostradas algumas das unidades plutônicas que cortam o Complexo Marañon, nas regiões de Huánuco e Ambo. Trata-se fundamentalmente de uma série descontínua de rochas de composição entre granodiorítica e tonalítica, localmente porfíricas (**Figura 38**) com alguns corpos menores de pegmatitos e aplitos. Estas rochas apresentam contatos intrusivos com diferentes rochas metamórficas do Complexo Marañon (**Figura 39**) e em alguns casos com as rochas sedimentares do Carbonífero. Os afloramentos descontínuos não permitem estabelecer relações genéticas entre as diferentes unidades magmáticas.

Três áreas nas quais afloram isoladamente unidades de caráter migmatítico foram identificadas e amostradas, na área em que afloram os xistos de Huánuco. Estas unidades tem sido consideradas nas interpretações geológicas e na cartografia geológica do Peru como as rochas de mais alto grau de metamorfismo associadas ao Complexo Marañon. Nesta pesquisa, como já foi comentado, estas rochas de mais alto grau não são consideradas como parte integrante do Complexo Marañon.

Na região de Puente Durand e Pano (**Mapa 2**), duas destas unidades correspondem a migmatitos nebulíticos (**Figura 40**, amostras CM-212, CM-222), compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e duas micas (muscovita + biotita). Apresentam texturas gráficas e feldspato pertítico, assim como plagioclásio. Numa terceira unidade (**Figura 41**, CM-35) de caráter bandado e do tipo *schlieren*, pode-se identificar tanto a fração granítica quanto porções de rocha metamórfica. As relações destas rochas com as seqüências metamórficas do Complexo Marañon não estão claramente expostas, mas em proximidade espacial com o migmatito CM-35 encontra-se um gnaiss de composto (**CM-198**) fundamentalmente por granada + plagioclásio + silimanita + quartzo (**Figura 41**), todos esses minerais definindo o *fabric* da rocha. O plagioclásio encontra-se intensamente

substituído por sericita, e poderia corresponder a uma paragênese anterior aos demais minerais. Pela localização e pelas características petrográficas, esta rocha poderia corresponder à unidade de kondalito kinzigítico descrito e datado (pelo método U-Pb) por Dalmayrac *et al.* (1988).

Figura 38. Granodiorito porfirítico (Região de Ambo).

Figura 39. Contato intrusivo granitoides e Xistos de Huánuco (Região de Huánuco).

Figura 40. Migmatito nebulítico CM-222.

Figura 41. (A) Migmatito bandeado CM-35, **(B)** Gnaiss de Plagioclase + Quartz + Granada + Silimanita CM-199. Gr= Granada, Sil= Silimanita, Fel= Feldspato.

8 MACIÇO DE ILLESCAS E COMPLEXO OLMOS (Norte do Peru)

Uma amostragem de reconhecimento, em afloramentos representativos do Maciço de Illescas e o Complexo de Olmos ao norte do Peru (**Figura 3**), foi efetuada com a finalidade de obter dados geocronológicos para testar os modelos atuais, de correlação destas unidades com o Complexo Marañon e outras unidades metamórficas do Peru.

Estas unidades afloram ao norte do Peru na transição entre os Andes Centrais e os Andes do Norte (Andes de Huacabamba), e incluem uma série de rochas metassedimentares de muito baixo grau de metamorfismo (Complexo Olmos), associadas com intrusivos sintectônicos e que apresentam semelhanças com os complexos metamórficos que compõem a Cordilheira Real e a Cordilheira del Oro dos Andes Equatorianos (Palacios *et al.*, 2004).

O Complexo Olmos (Reyes e Caldas, 1987), exposto na Cordilheira Ocidental do Peru, corresponde a uma seqüência de filitos, ardósias e metarenitos, caracterizados por uma clivagem tectônica paralela à estratificação. São comuns exposições nas quais ainda está claramente preservada a estratificação sedimentar (**Figura 42**).

Na região costeira, aflora uma unidade gnáissica de caráter migmatítico, cortada por granitóides não deformados. Aparece também uma seqüência metamórfica de baixo grau (Complexo Illescas) relacionada com granitos sintectônicos (Caldas, 1979). Na área amostrada o gnaiss é bastante heterogêneo, com domínios maciços de composição granítica, algumas zonas de caráter nebulítico e algumas estruturas *shollen*, assim como outras zonas onde aparece um gnaiss bandado com granada, plagioclásio e biotita (**Figura 43**). Em alguns locais a granada atinge até 7 cm de diâmetro. Das lâminas analisadas, e pelas descrições de Caldas (1979), pode-se considerar que composicionalmente estas rochas estão constituídas por plagioclásio (20%), quartzo (60%), biotita + muscovita (10%), granada (5%) e minerais acessórios (5%).

Granitóides maciços de composição tonalítica e diques máficos cortam os gnaisses. Por outro lado, as rochas metamórficas de baixo grau correspondem a filitos e quartzitos, e as relações entre estas unidades não são claras. Caldas (1979) sugere a existência de um incremento no grau metamórfico, pelo desenvolvimento de minerais característicos de um metamorfismo de baixa pressão, assim como a existência de granitóides sintectônicos. Dessa forma, admite-se um aumento no grau metamórfico nas regiões onde se encontram as intrusivas, e uma possível relação entre metamorfismo e atividade magmática.

Figura 42. Estruturas sedimentares preservadas nos filitos e metarenitos do Complexo Olmos.

Figura 43. Estrutura gnaissica (A) e migmatítica (B) do Gnaiss de Illescas.

9 GEOQUÍMICA

Foram realizadas análises geoquímicas de elementos maiores e traço em diversas dezenas de amostras selecionadas de rochas metassedimentares e metamáficas que constituem os Xistos de Huánuco e os Xistos de La Unión. Estas análises foram utilizadas para caracterização geoquímica e também para estabelecer a proveniência e o ambiente tectônico onde foram formados os protólitos de origens sedimentar ou ígnea.

Foram também analisadas algumas amostras representativas das rochas plutônicas que cortam as unidades metamórficas do Complexo Marañon, com a finalidade de caracterizar o ambiente tectônico onde foram formadas as unidades, e relacionar sua evolução com o marco regional da Cordilheira Oriental. Adicionalmente foram analisadas amostras representativas das rochas Carboníferas do Grupo Ambo, para estabelecer sua possível relação com os Xistos de Huánuco e os xistos de La Unión, tendo em vista que esta unidade foi formada num período de tempo intermediário entre as duas unidades de rochas xistosas (ver discussão geocronológica).

Os resultados analíticos e algumas das razões entre elementos citadas no texto, encontram-se na **Tabelas 5, 6, 7 e 8 dos anexos**.

9.1 Geoquímica do Complexo Marañon

Neste capítulo são apresentados os resultados geoquímicos dos Xistos de La Unión e Xistos de Huánuco. Optou-se por apresentar os dados em duas sub-divisões. Na primeira, são discutidos em conjunto os dados das rochas metassedimentares, com a finalidade de facilitar a análise comparativa entre ambas as unidades. Na segunda, relativa às rochas metamáficas, adotou-se a estratégia de separar a discussão para cada uma delas, já que o número de análises é variável e as rochas apresentam ampla diversidade composicional.

9.1.1 Metasedimentos dos Xistos de Huánuco e de La Unión.

A composição das rochas sedimentares permite reconhecer a natureza da área fonte e o ambiente tectônico da bacia onde foram depositadas (Haughton *et al.*, 1991). Em regiões onde o embasamento não encontra-se exposto, ou tem sido erodido ou transladado por eventos tectônicos posteriores, as características das rochas sedimentares apresentam as assinaturas geológicas que permitirão reconstruir e compreender a evolução crustal dessa região. Uma das premissas fundamentais nos estudos de proveniência é a possibilidade que cada ambiente tectônico seja caracterizado por uma série particular de rochas, que quando erodidas gerariam um registro sedimentar particular (Dickinson, 1983). Esta mesma

perspectiva é também aplicável às rochas metassedimentares. Neste caso as características petrográficas dos protólitos têm sido obliteradas, e a composição química e isotópica constitui o único vestígio que permite reconstruir a evolução sedimentar original (Bhatia, 1983; Bhatia & Crook, 1983; Roser & Korsch, 1986; Floyd *et al.*, 1989; McLennan & Taylor, 1991; McLennan *et al.*, 1990, 1993).

Embora alguns elementos maiores e alguns elementos traço possam ser mobilizados durante o metamorfismo (e.g. Na, Sr, Ba), e a química associada aos protólitos seja modificada, existem outros elementos, como os HFSE (Ti, Th, Ta, Zr, Y, Nb, P, Hf), as terras raras (ETR), os metais transicionais (Cr, Ni, V), assim como alguns óxidos maiores (MgO, SiO₂, MnO, CaO) que são relativamente estáveis ou pouco móveis (Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1977; Beccaluva *et al.*, 1979; McLennan *et al.*, 1993). A análise a seguir baseia-se essencialmente no comportamento dos elementos de pouca mobilidade.

Foram analisadas um total de trinta e uma amostras (31) de rochas metassedimentares do Complexo Marañon (**anexos Tabela 5**). Dos Xistos de Huánuco incluíram-se as rochas de muito baixo, baixo e médio grau metamórfico (3, 12 e 5 respectivamente) assim como duas (2) amostras das rochas metassedimentares associadas às rochas ultrabásicas. Dos Xistos de La Unión foram analisadas nove (9) amostras. Para efeitos de discussão e devido às semelhanças composicionais, as rochas de baixo e muito baixo grau metamórfico de cada região foram consideradas num mesmo grupo. As amostras analisadas apresentam em geral um caráter xistoso, mas em todos os casos estes xistos apresentam proporções significativas de quartzo, sugerindo certamente um caráter semi-pelítico.

A totalidade das rochas metassedimentares apresentou composição alta em SiO₂, de 68-81%, nas rochas de La Unión, 58%-83% nas rochas de baixo grau de Huánuco e 58%-68% nas de médio grau.

Num estudo da mobilidade dos elementos químicos em rochas siliciclásticas durante o metamorfismo na fácies xisto verde e anfibolito (Roser & Nathan, 1997), conclui-se que elementos como Zr, Al₂O₃ e TiO₂ podem ser considerados relativamente imóveis, e portanto as razões Zr vs Ti/1000 Zr/Al₂O₃ vs TiO₂/Al₂O₃ podem-se preservar como indicadores da composição inicial das rochas. No diagrama de classificação de protólitos sedimentares (**Figura 44**), a quase totalidade das amostras analisadas colocou-se no campo das rochas psamíticas

Quando comparados com a média das grauvacas do Paleozóico (Condie, 1993) o Al₂O₃, Cr e os ETR apresentaram concentrações semelhantes, enquanto o Zr e o Co apresentaram valores maiores ou iguais, e o V apresentou valores inferiores (**anexos Tabela 5**).

Figura 44. Diagrama de classificação dos protólitos sedimentares (Roser e Nathan, 1997). ○ Xistos de baixo grau de Huánuco, ● Xistos de médio grau de Huánuco, ◆ Xistos de Huánuco associados às serpentinitas, ◇ Xistos de La Unión.

Figura 45. Relações entre elementos químicos transportados como componentes do material detrítico (Murphy, 2002). Observa-se homogeneidade composicional.

Elementos como o Zr, Nb, Hf, Y e Th e os ETR normalmente encontram-se enriquecidos em rochas félsicas em relação às máficas; por outro lado, o V, Co, Sc e Cr apresentam-se em maior abundância nas rochas máficas (Floyd *et al.*, 1989; Bonjour & Deberd, 1991; Augustsson & Bahlburg, 2003). Adicionalmente, estes elementos são transferidos diretamente aos ambientes sedimentares sem apresentar fracionamento e além disso, são considerados imóveis durante o metamorfismo, refletindo assim a assinatura do material parental (Taylor & McLennan, 1985; McLennan, 1989).

Com a finalidade de excluir os efeitos da diluição provocada pelo alto conteúdo em quartzo, além do problema da seleção, é preferível utilizar razões entre elementos (Murphy, 2002). Nos diagramas de Zr/Nb vs Ti/Nb e Zr/Y vs Ti/Y, que incluem os elementos transportados com material detrítico, e portanto são indicadores da natureza das fontes, as amostras analisadas do Complexo Marañon apresentaram-se com distribuição muito homogênea, numa área comum do diagrama da **Figura 45**.

Geralmente o padrão das terras raras em rochas sedimentares tem relação direta com a fonte sedimentar. O padrão das terras raras das diferentes unidades analisadas, normalizado ao Condrito (**Figura 46**), caracterizou-se por um enriquecimento das terras raras leves (LREE), com razões La/Yb entre 7.1 e 13.5, uma clara anomalia negativa de Eu com (Eu/Eu*) entre 0.53 e 0.75, e um padrão das terras raras pesadas (HREE) horizontal. Este padrão apresentou características semelhantes às do folhelho-tipo pós-Arqueano da Austrália (PAAS), considerado como representativo da crosta superior (Taylor & McLennan, 1985). Algumas das amostras dos xistos de La Unión apresentaram conteúdo menor em terras raras, provavelmente como consequência da presença de quartzo diluindo as concentrações (Bock *et al.*, 2000). A anomalia negativa de Eu, presente em todas as rochas do Complexo Marañon, relaciona-se provavelmente com os processos de fracionamento intracrustal de feldspato de fontes magmáticas félsicas, e à alteração de feldspatos por intemperismo na área fonte (Condie *et al.*, 1995).

Altas concentrações de Cr e Ni, acompanhadas de razões variáveis de Y/Ni e Cr/V [(Cr>150 e Ni>100, Y/Ni (<1) e Cr/V (>4)], podem estar relacionadas com fontes máficas e ultramáficas (Bock *et al.*, 1998, 2000). Nos xistos de Huánuco, incluindo aqueles associados às serpentinitas, as concentrações de Cr situaram-se entre 29 ppm e 120 ppm, com uma única amostra dos xistos de médio grau apresentando um valor mais alto, de 187 ppm. Nos xistos de La Unión as concentrações foram semelhantes (36 ppm a 109 ppm), próximas ao valor médio de 83 ppm que caracteriza a crosta superior. Alguns valores mais baixos podem ser consequência dos efeitos de diluição associada ao alto conteúdo em quartzo (Floyd *et al.*, 1991a). As razões Cr/V e Y/Ni similares à crosta superior, em conjunto com as concentrações absolutas de Cr (**Tabela 5, Figura 47**), indicam que as contribuições máficas teriam sido mínimas (McLennan *et al.*, 1993, Bock *et al.*, 1998).

Figura 46. Diagramas das terras raras normalizados ao condrito, das rochas metassedimentares do Complexo Marañon, comparados com o folhelo tipo PAAS (Australiano Pos-Arqueano) representativo (em verde) da crosta superior (Taylor e McLennan, 1985).

Figura 47. Diagrama Cr/V versus Y/Ni para discriminar aportes de afinidade ofiolítica ou a contribuição de cromita também associada ao mesmo tipo de fontes. (Bock et al., 1998).

Figura 48. Diagrama discriminador de possíveis enriquecimentos na assinatura química pela presença de minerais pesados (Asiedu et al., 2004). ○ Xistos de baixo grau de Huánuco, ● Xistos de médio grau de Huánuco, ◆ Xistos de Huánuco associados às serpentinitas, ◇ Xistos de La Unión.

As razões Eu/Eu^* , $(\text{La}/\text{Lu})\text{C}$, La/Sc , La/Cr , Th/Sc , Cr/Th e Th/Co permitem discriminar as contribuições de fontes félsicas, intermediárias ou máficas presentes nas rochas sedimentares (Condie, 1990; McLennan *et al.*, 1991; Cullers & Podkovyrov, 2000). As rochas do Complexo Marañon, ao serem comparadas com diferentes tipos de rochas magmáticas e de rochas sedimentares derivadas de rochas magmáticas (**Tabela 5**), apresentaram afinidade com fontes félsicas.

O Zr e o Hf, ao serem concentrados num mineral estável aos processos superficiais, como o zircão, permitem conhecer a maturidade dos sedimentos. As concentrações de Zr das rochas do Complexo Marañon resultaram próximas e/ou superiores às da crosta continental média, com valores entre 133 e 412 ppm. Adicionalmente, as razões Zr/Sc e Hf/Sc (**Tabela 5**), relacionadas com reciclagem e seleção dos sedimentos (McLennan *et al.*, 1993), apresentaram também valores geralmente maiores (respectivamente 6.96 a 51.50 e 0.22 a 1.14) que a crosta continental média (14 e 0.43), o que sugere que possivelmente as fontes seriam rochas sedimentares maduras.

O zircão e a monazita podem influenciar notavelmente os padrões das terras raras, e eventualmente ocultar a assinatura característica da área fonte (McLennan *et al.*, 1993). A relação La/Yb vs Zr monitora o enriquecimento das terras raras como consequência do aporte de zircão, e baseia-se na correlação positiva entre a razão La/Yb e o conteúdo de Zr (McLennan *et al.*, 1993; Asiedu, 2004). As amostras analisadas não apresentaram um padrão de enriquecimento que tenha relação com o possível controle gerado pelo zircão (**Figura 48**). A influência da monazita é também descartável, já que a tendência das terras raras pesadas resultou horizontal, contrastando com o padrão inclinado que seria de esperar na presença de abundante monazita (McLennan *et al.*, 1993). Nas lâminas petrográficas e nos concentrados minerais preparados para análise geocronológica a monazita esteve praticamente ausente.

A comparação entre um elemento incompatível como o Th, concentrado nas rochas magmáticas félsicas, e o Sc, compatível e relativamente abundante em rochas máficas, constitui um importante indicador na análise de proveniência das rochas sedimentares (McLennan *et al.*, 1993). Quando nesta análise comparativa é incluído o Zr como indicador do grau de retrabalhamento, o diagrama Th/Sc vs Zr/Sc se transforma num importante traçador de possíveis misturas de fontes (McLennan *et al.*, 1993). No diagrama da **Figura 49**, os pontos analíticos se espalharam fundamentalmente na área característica da crosta superior, existindo também uma tendência, para os xistos de Huánuco, de associação com fontes magmáticas de composição intermediária e félsica.

Figura 49. Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan et al., 1993).

○ Xistos de baixo grau de Huánuco, ● Xistos de médio grau de Huánuco, ◆ Xistos de Huánuco associados às serpentinitas, ◇ Xistos de La Unión. A seta verde indica misturas entre fontes ígneas félsicas e intermediárias.

Figura 50. Diagramas K2O vs Rb e TiO2 vs Ni para discriminar a existência de fontes magmáticas (Floyd et al., 1989). ○ Xistos de baixo grau de Huánuco, ● Xistos de médio grau de Huánuco, ◆ Xistos de Huánuco associados às serpentinitas, ◇ Xistos de La Unión.

O Nb encontra-se normalmente nas mesmas fases mineralógicas que o Ti, e em geral considera-se que a razão entre estes dois elementos diminui em função do caráter félsico das fontes (Augustsson & Bahlburg, 2003). As razões entre 206 e 360 encontradas para o Complexo Marañon sugerem claramente o caráter félsico e homogêneo das fontes.

Embora exista mobilidade interna dos elementos de raio iônico grande (LILE) durante o metamorfismo, estes elementos são imediatamente incluídos nos minerais micáceos

formados (Floyd *et al.*, 1989). As razões de elementos LILE como K vs Rb, assim como as de outros elementos relativamente imóveis como o Ni e o Ti, permitem distinguir entre sedimentos imaturos derivados de precursores magmáticos e sedimentos maduros (Floyd, 1989). Mais uma vez, nestes diagramas (**Figura 50**), as rochas do Complexo Marañon apresentaram características de derivação de fontes com caráter intermediário a félsico.

Ao comparar as relações entre elementos traço sensíveis à discriminação de ambientes tectônicos (Bhatia & Crook, 1986), as rochas das diferentes unidades estudadas apresentam características semelhantes, sendo comparáveis com rochas siliciclásticas de ambientes de margem continental passiva ou ativa, (**Figura 51**). Por exemplo, os elementos Th, La, Sc, Hf e Zr de séries siliciclásticas podem ser diagnósticos do ambiente tectônico onde foram formados (Bhatia & Crook, 1986; Floyd & Leveridge, 1987). Nos diagramas de discriminação construídos para a identificação (**Figura 52**), as rochas do Complexo Marañon colocaram-se nos campos de margem continental ativa e de margem passiva. Por outro lado, ao incluir na comparação turbiditos de ambientes recentes de arco continental e de margem passiva (McLennan, 1990), observa-se a mesma sobreposição no diagrama, entre estes ambientes.

A razão Ti/Zr proposta por Bhatia & Crook (1986) para a discriminação de ambientes tectônicos, baseia-se principalmente no aumento da concentração de TiO₂ nos minerais máficos (Van Baalen, 1993). Quase todas as amostras analisadas neste trabalho apresentaram razões Ti/Zr superiores às esperadas em margens passivas, e razões La/Sc também relativamente mais baixas (**Figura 53**), sugerindo uma afinidade maior com ambientes de margem continental ativa. Uma das amostras (CM-127) apresentou concentração superior de TiO₂ que poderia ter relação com acumulação de minerais pesados no sedimento precursor (Van Baalen, 1993).

Floyd *et al.* (1991a) propõem utilização de diagramas multielementais normalizados à crosta superior para comparar as características de arenitos de diferentes ambientes tectônicos com suítes sedimentares desconhecidas. Ao incluir as rochas analisadas neste diagrama (**Figura 54**), observa-se novamente que os metassedimentos do Complexo Marañon podem ser comparados com rochas formadas em margens passivas e ativas.

As características geoquímicas definidas para os Xistos de Huánuco e Xistos de La Unión, incluindo as razões entre elementos e os diagramas de discriminação, sugerem que em ambas unidades os protólitos seriam sedimentos psamíticos maduros. As fontes corresponderiam a dois tipos principais: (1), um embasamento continental evoluído e antigo, com seqüências sedimentares previamente formadas e "canibalizadas", com características geoquímicas semelhantes às de uma crosta continental superior, e (2), material com afinidade de arco magmático félsico a intermediário.

Figura 51. Comparação das diferentes unidades com arenitos de ambientes tectônicos específicos e algumas das razões entre elementos discriminadores de ambiente tectônico (Bhatia e Crook, 1986).

Figura 52. Diagramas de discriminação tectônica Th-Sc-Zr/10 (X), La-Th-Sc (Y) (Bhatia e Crook, 1986), (Z) Diagrama La/Th vs Hf (Floyd e Laveridge, 1981). A. Arco oceânico continental, B. Arco de ilhas continental, C. Margem continental ativa, D. Margem passiva. ○ Xistos de baixo grau de Huánuco, ● Xistos de médio grau de Huánuco, ◆ Xistos de Huánuco associados às serpentinitas, ◇ Xistos de La Unión.

Figura 53. Diagrama Ti/Zr vs La/Sc de discriminação de ambiente tectônico (Bhatia e Crook, 1986). **A.** Arco de ilhas oceânico, **B.** Arco de ilhas continental, **C.** Margem continental ativa, **D.** Margem passiva. ○ Xistos de baixo grau de Huánuco, ● Xistos de médio grau de Huánuco, ◆ Xistos de Huánuco associados às serpentinitas, ◇ Xistos de La Unión.

Figura 54. Diagramas multielementares das diferentes unidades do Complexo Marañon normalizadas à crosta superior, e comparadas com arenitos de arco (triângulo verde) e da margem passiva (triângulo cinza) (Floyd et al., 1991).

O aporte de material máfico parece ser muito limitado. Ao considerar o contexto geológico onde estão inseridas as rochas (os dados geoquímicos obtidos nas rochas metamáficas e a presença de zircões detriticos indicadores de atividade tectonomagmática contemporânea à sedimentação), a afinidade geoquímica dos metassedimentos com ambientes de margem passiva e margem ativa é comum em outros arcos continentais, e especialmente em outras seqüências sedimentares Paleozóicas da Proto-Margem Andina (Bahlburg, 1998; Bock *et al.*, 2000; Zimmermann & Bahlburg, 2000; Lucassen *et al.*, 2004)

Concluindo, embora os Xistos de Huánuco e os Xistos de La Unión não sejam unidades correlacionáveis temporalmente (como será indicado pelos dados geocronológicos apresentados nos seguintes capítulos), seus padrões geoquímicos apresentam características muito semelhantes, que sugerem a derivação das mesmas fontes, e possivelmente a persistência do regime tectônico.

9.1.2 Rochas metamáficas do Complexo Marañon

No total foram analisadas 17 amostras de rochas metamáficas, sendo 14 dos Xistos de La Unión e 4 dos Xistos de Huánuco. Já que a amostragem foi mais extensa na região de La Unión, a discussão apresentada para esta unidade será mais detalhada, e servirá de base para a discussão referente às amostras de Huánuco. Tal como para as rochas metassedimentares, a análise e interpretação estarão baseadas nos elementos considerados de baixa mobilidade durante o metamorfismo, e cujo teor nas rochas poderia representar a sua composição original.

XISTOS VERDES DE LA UNIÓN

Na região de La Unión estende-se uma unidade relativamente continua (30 Km de comprimento e variação de 2 a 10 Km de largura), caracterizada pela intercalação de xistos verdes e xistos micáceos em camadas decimétricas a métricas, com relação de três para um, e predomínio da fácies xisto verde. Esta unidade passa gradativamente a uma outra onde são cada vez mais abundantes os xistos micáceos.

Foram selecionadas para análise geoquímica quatorze amostras espalhadas na área, com o fim de ter o controle mais amplo possível das variações composicionais. A totalidade das amostras foi analisada para elementos maiores e alguns elementos traço por fluorescência de raios X, e doze destas foram selecionadas para análise de terras raras e outros elementos traço por ICP-MS (**anexos Tabela 6**).

As relações de campo incluem contatos abruptos com xistos micáceos, variações na largura das camadas, e estruturas locais semelhantes a diques, que sugerem uma origem

ígneas. Embora não tenham sido analisadas em termos geoquímicos mais ao sul, nas proximidades do povoado de Jesus foi observado um corpo menor de rochas metavulcânicas (ver mapas 1 a 3), com algumas estruturas semelhantes a lavas almofadadas, que petrograficamente mostraram-se semelhantes às rochas de La Unión (amostras CM-145, CM-143).

As rochas se encontram completamente recristalizadas na fácies xisto verde, e as texturas primárias foram completamente obliteradas. Por esta razão alguns elementos maiores como o Na, Ca, Mg e o Fe, além dos elementos de grande raio iônico (K, Ba, Sr, Ca) foram mobilizados durante o metamorfismo (Thompson, 1991). Para avaliar a mobilidade dos elementos foi feita a comparação com o Zr, elemento normalmente considerado imóvel durante o metamorfismo, e que pode ser utilizado como um índice de diferenciação em rochas basálticas (Pearce & Cann, 1973, Green, 1980). Elementos como Ba, Sr, K, Ca (**Figura 55**) parecem não apresentar padrões lineares, confirmando seu caráter móbil durante o metamorfismo.

Figura 55. Diagramas de Harker dos Xistos de La Unión, relacionando o Zr vs elementos considerados móveis. A preservação de uma tendência de diferenciação (zeta do diagrama) Zr vs Ca sugere uma mobilidade menor do Ca.

Elementos incompatíveis tais como Hf, Nb, Ta, Th, Ti, P, Y, Zr (HFSE), as terras raras (ETR), e os metais transicionais compatíveis Cr, Ni e V são considerados imóveis durante o metamorfismo (Floyd & Winchester, 1975; Winchester & Floyd, 1977; Pearce & Cann, 1973). O Mg pode ter uma mobilidade relativamente menor (Rollinson, 1993), e nos diagramas binários apresenta correlação com Zr, Ni e Cr sugerindo até um padrão de diferenciação metamórfico (Figura 56).

Figura 56. Comparação do MgO com outros elementos, incluindo o Zr, em amostras dos Xistos de La Unión, ilustrando o seu padrão relativamente imóvel. A zeta sugere uma tendência de diferenciação.

A seguir será feita a análise dos dados, tendo como premissa que os elementos anteriormente indicados como imóveis, ou com baixa mobilidade, podem preservar a informação petrológica e as características do ambiente tectônico onde foram gerados os protólitos das rochas metamórficas (Pearce & Cann, 1973; Floyd & Winchester, 1975).

As relações TiO_2 vs Ni e Zr/TiO_2 vs Ni, utilizadas para discriminar rochas de composição "básica" de origem sedimentar, de aquelas de origem ígnea (Winchester *et al.*, 1989), sugerem que as amostras do Complexo Marañon teriam uma origem ígnea (**Figura 57**), consistente com as relações de campo previamente descritas. Além disso, as tendências lineares coerentes, previamente apresentadas nos diagramas de bi-variação de alguns dos elementos traço, como o da **Figura 56**, são também afins com a possibilidade de uma origem ígnea (Yardley, 1989).

Assumindo uma derivação ígnea, o conteúdo de SiO_2 das rochas, entre 44% e 49%, e o de MgO entre 4% e 11%, são característicos de rochas basálticas. As relações entre Zr/Y e Nb/Y estão relacionadas com diferenciação e alcalinidade das rochas, e, portanto podem ser utilizadas para classificar rochas vulcânicas (Winchester & Floyd, 1977).

Os xistos verdes podem ser divididos em dois grupos, um de basaltos de caráter sub-alcalino onde se agrupa a maioria das amostras (N=12), e outro de basaltos alcalinos que inclui apenas duas (**Figura 58**). Nos diagramas multielementais, os basaltos alcalinos (CM109, CM120), ao serem comparados com a química MORB, caracterizaram-se por relações de enriquecimento de Th, dos elementos HFSE (Ta, Nb, Ti, Zr, Hf, Y), das terras raras leves (LREE) e intermediárias (MREE), e também por uma tendência de empobrecimento nas terras raras pesadas (HREE) semelhante aos OIB (**Figura 59a**). O padrão das terras raras leves revelou-se superior a 90-100 vezes o Condrito (**Figura 59b**), com caráter inclinado e tendência a suavizar-se a partir do Dy, de modo também semelhante ao de basaltos enriquecidos do tipo OIB, como é indicado pelas razões (normalizadas ao Condrito) $(\text{La/Yb})\text{N}$, $(\text{La/Sm})\text{N}$ e $(\text{Gd/Yb})\text{N}$ de 9.37-19.65, 4.25-5.55, 1.73-2.59.

Muitas das amostras analisadas (96,100,110,118,125,137,138), ao serem comparadas com o MORB, apresentaram uma tendência de empobrecimento contínuo dos elementos incompatíveis entre Nb e Yb (**Figura 60a**). Adicionalmente, apresentam abundância dos elementos de terras raras entre 20 e 60 vezes o Condrito (Sun & McDonough, 1989), com um enriquecimento relativo nas terras raras leves, assemelhando-se aos basaltos E-MORB (**Figura 60b**). As razões $(\text{La/Yb})\text{N}$ entre 4.48 e 5.23, e $(\text{La/Sm})\text{N}$ entre 2.40 e 2.99, normalizadas ao Condrito, refletem este padrão.

Figura 57. Diagrama de discriminação entre protólitos sedimentares e ígneos dos xistos verdes de La Unión (Winchester et al., 1987). Os símbolos correspondem à subdivisão geoquímica desta unidade que vai ser apresentada nos seguintes parágrafos.

Figura 58. Diagrama de classificação das rochas metabásicas (Winchester e Floyd, 1977). Os símbolos correspondem à subdivisão geoquímica desta unidade que vai ser apresentada nos seguintes parágrafos.

As amostras CM-128, CM-130 e CM-136 apresentaram características dos HFSE paralelas ao MORB nos diagramas multielementais, e uma fraca anomalia negativa de Nb e Ta (**Figura 61a**). Além disso, apresentaram empobrecimento nas terras raras leves em relação às intermediárias, seguido por um padrão plano nas terras raras pesadas semelhante ao dos basaltos do tipo MORB (**Figura 61b**), como é indicado pelas as relações $(La/Sm)_N$ entre 0.85 e 1.04 e $(La/Yb)_N$ de 0.86 a 1.14. A amostra CM-134 apresentou características semelhantes a este grupo nos diagramas multielementais (**Figura 61a**), mas tem como particularidade um padrão de terras raras fracamente inclinado, e uma pequena anomalia negativa de Eu (**Figura 61b**).

Figura 59a. Diagrama multielemental das amostras 109 e 120 (círculo vermelho) normalizadas ao N-MORB e comparadas com o OIB (círculo verde). O OIB e o N-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).

Figura 59b. Padrões das terras raras das amostras 109 e 120 (círculo vermelho) normalizado ao condrito, e comparadas com o OIB (círculo verde), o OIB e a normalização de acordo com Sun e McDonough (1989).

Figura 60a. Diagrama multielemental das amostras 96, 100, 110, 118, 125, 137, 138 (vermelho) normalizadas ao N-MORB e comparadas com o OIB (círculo verde) e o E-MORB (quadrado verde). O N-MORB e o E-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).

Figura 60b. Padrões das terras raras das amostras 96, 100, 110, 118, 125, 137, 138 (vermelho) comparadas com o OIB (círculo verde) e o E-MORB (quadrado verde). A normalização o OIB e E-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).

Figura 61a. Diagrama multielemental das amostras 128, 130, 136 (quadrado azul) e 134 (triângulo cinza) normalizadas ao N-MORB (Sun e McDonough, 1989).

Figura 61b. Padrões das terras raras das amostras 128, 130, 136 (quadrado azul) e 134 (triângulo cinza) normalizadas ao Condrito e comparadas ao MORB (quadrados verdes). MORB e o CONDITO de Sun e McDonough (1989).

Os basaltos adquirem normalmente as características químicas da região mantélica onde foram gerados. Isto, e também o do grau de fusão parcial original, fazem com que eles possuam a assinatura geoquímica do ambiente tectônico em que seus magmas primários foram gerados. Por esta razão, é possível estabelecer relações entre um ambiente tectônico particular e as concentrações de alguns elementos químicos nas rochas basálticas neles formadas (Pearce, 1982; Sun & McDonough, 1989; Wilson, 1989). Dessa forma, ao comparar os metabasitos do Complexo Marañon com diferentes basaltos de ambientes oceânicos segundo Sun & MacDonough (1989), as rochas definem três grupos composicionais: (1) inclui os basaltos alcalinos, que apresentam um caráter enriquecido semelhante ao dos OIB, com altas razões Ta/Yb (>0.78) e concentração de Nb >39 ppm; (2) inclui o maior número de amostras analisadas, e também apresenta um caráter enriquecido, semelhante ao dos E-MORB, com T/Yb (0.52-0.78) e Nb entre 13 e 22 ppm; e (3) basaltos com geoquímica similar à dos MORB, com pequenas anomalias negativas de Nb e Ta, e com Ta/Yb entre 0.02 e 0.06 e Nb entre 2 e 5 ppm.

A razão La/Nb <0.228 da totalidade das amostras é semelhante à dos basaltos toleíticos e alcalinos. Tais valores são claramente inferiores aos valores típicos dos basaltos de arco, normalmente maiores do que 5 (Brown *et al.*, 1984). As concentrações de TiO_2 entre 1.7% e 3.2%, são igualmente superiores às concentrações típicas de arcos (Wilson, 1989). Como o estado de oxidação do V é variável (+3, +4, +5), nas zonas de subducção caracterizadas por um ambiente oxidante, o V (+5) é o estado preferido, e por ser um elemento relativamente incompatível, os magmas gerados terão maiores concentrações deste elemento (Shervais, 1982). O diagrama Ti vs V (Shervais, 1982; **Figura 62**), mostra que os metabasitos do Complexo Marañon colocaram-se no campo dos basaltos de tipo MORB, com alguns pontos analíticos no campo dos OIB, sendo aparentemente mínima a possível afinidade com processos de subducção.

Nos diagramas Th-Hf/3-Ta e Th-Hf/3-N/16 (Wood, 1980) assim como no diagrama La/Nb vs Y (Floyd *et al.*, 1991b), os quais permitem diferenciar rochas de arco vulcânico em relação aos diferentes tipos de basaltos intraplaca, os pontos analíticos dos xistos se colocaram fundamentalmente nos campos definidos pelos diferentes tipos de MORB e basaltos intraplaca (**Figura 63**, **Figura 64**). Adicionalmente, as relações de Ti, Zr e Y estão relacionadas com a fonte particular que gerou o magma, ou com a porcentagem de fusão parcial. Sendo que estes fatores têm relação com o ambiente tectônico, os diagramas que comparam estes elementos permitem distinguir basaltos intraplaca daqueles de margens convergentes (Pearce, 1982; Pearce & Norry 1979).

Figura 62. Diagrama Ti/V de discriminação de ambiente tectônico (Shervais, 1982). Os símbolos iguais à figura anterior.

Figura 63. Diagrama Th-Hf-Ta de discriminação de ambiente tectônico (Wood, 1980) e indicador do enriquecimento em Th por contaminação. A: N-MORB, B: E-MORB e basaltos toleíticos intraplacas, C: basaltos alcalinos intraplacas, D: basaltos de arco. Símbolos iguais à figura anterior.

Figura 64 . Diagrama La/Nb-Y de discriminação de basaltos toleíticos de MORB e de subducção (Floyd et al., 1991b). Os símbolos correspondem às três series de metabasitos: círculo vermelho preenchido (alcalinos), círculo vermelho vazio (toleíticos), quadrados azuis e triângulo cinza (serie 3).

No diagrama da **Figura 65** as amostras analisadas definiram dois grupos, o primeiro no campo dos basaltos intraplaca, onde estão localizadas a maioria das amostras [grupos (1) e (2)], e outro no campo do MORB. Tratando-se de basaltos formados em ambientes distensivos, é importante procurar elementos para caracterizar a sua diferenciação. O diagrama La/10-Y/15-Nb/8 (**Figura 66**), baseado na discriminação das razões La/Y entre basaltos cálcio-alcalinos e toleíticos, e a variabilidade de La/Nb nas diferentes séries do MORB (Cabanis & Lecolle, 1989), permite dividir os metabasitos em três grupos: alcalinos, E-MORB e MORB, tal como ocorreu na divisão já estabelecida nos diagramas de elementos traço, e nos diagramas de Wood (1981).

Figura 65. Diagramas Zr-Y-Ti de discriminação de ambiente tectônico de basaltos. Pearce e Norry (1979) e Pearce (1982). Símbolos iguais à figura anterior.

Figura 66. Diagrama de Cabani e Lacolle (1989) para discriminar basaltos de ambientes extensionais dos compressivos. 1: basaltos de margens convergentes, 2. Magmas não diferenciáveis, mas com possíveis tendências de contaminação, 3. Magmas formados em ambientes extensionais.

Figura 67. Diagrama Nb-Zr-Y de discriminação de ambiente tectônico (Meshede, 1986) baseado no enriquecimento em Nb.

No diagrama triangular Zr/4-2Nb-Y (**Figura 67**), baseado nas variações de Nb como traçador de enriquecimento ou empobrecimento do manto, desenvolvido que foi para discriminar os diferentes tipos de MORB (Meschede, 1986), novamente aparece a divisão dos metabasitos do Complexo Marañon nos mesmos três grupos. Embora cada um dos grupos identificados tenha seguido uma evolução petrogenética particular, existem certas tendências comuns quanto à sua evolução magmática. A correlação negativa entre um índice de diferenciação como o Zr (aumento na concentração de Zr associada à diminuição de outros elementos tais como Mg, Ti, Ni, e Cr) sugere um processo formador com cristalização precoce de olivina e piroxênio (Wilson, 1989). As relações Zr/Ti, Y/Cr e Cr/Ni (**Figuras 68, 69, 70**) também permitem definir uma tendência de diferenciação dominada fundamentalmente pela cristalização de olivina, clinopiroxênio e espinélio (Floyd *et al.*, 1991b; Saccani & Photiades, 2004). As anomalias negativas de TiO_2 e P_2O_5 observadas nos diagramas multielementais indicam que apatita e os óxidos de titânio também foram fracionados. Em algumas amostras a presença de uma anomalia fraca de Eu, além da tendência paralela e incremental dos padrões das terras raras, são indicadoras de processos de diferenciação magmática, que pelo menos no primeiro caso teriam relação com a cristalização do plagioclásio.

Embora existam evidências de fracionamento nas amostras, os valores relativamente altos de Cr e Ni em algumas delas nos diferentes grupos ($\text{Cr} > 327$ e $\text{Ni} > 121$), sugerem que estas podem estar próximas da composição do fundido original. Ao comparar as razões entre elementos incorporados por contaminação num magma de origem mantélico (Th) e aqueles que são preservados na concentração original do magma (Nb ou Ta), utilizando como denominador um elemento como o Yb que diminui os efeitos de cristalização fracionada ou a fusão parcial, é possível discriminar o caráter das fontes mantélicas e a presença da contaminação crustal, ou de contribuições pelos fluidos que caracterizam uma zona de subducção (Pearce & Peat, 1995). No diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (**Figura 71**) os pontos analticos se alinham ao longo da rea mantlica, entre os campos do N-MORB e o E-MORB), indicando possivelmente uma limitada contaminao por material da crosta continental, confirmando as observaes ao diagrama de discriminao de Wood (1980,) previamente apresentadas.

Figura 68. Diagrama Cr-Y ilustrando o comportamento dos metabasitos em relação a uma fonte mantélica de espinélio ilherzolita (Floyd et al., 1991).

Figura 69. Relação Cr-Ni como indicadora de diferenciação (Floyd et al., 1991).

Figura 70. Relação Ti/Zr como indicadora de diferenciação (Floyd et al., 1991).

Figura 71. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce e Peate, 1995) que ilustra os diferentes tipos de MORB e o enriquecimento por adição de fluidos de subducção ou contaminação.

Em geral, as rochas formadas por baixos valores de fusão parcial, ou originárias de fontes enriquecidas, apresentaram os maiores valores nas razões entre elementos incompatíveis como o Ce/Y vs La/Yb (Saunders *et al.*, 1988; Saccani *et al.*, 2003; ver **Figura 72**). Nas rochas estudadas é evidente a presença de pelo menos dois tipos principais, um de caráter enriquecido ou de pouca fusão que agrupa os basaltos alcalinos (grupo 1) e o grupo (2), e o outro semelhante ao MORB, onde se encontram as amostras incluídas no grupo (3). Razões entre outros elementos incompatíveis como Nb/Zr, Zr/Y, Zr/Ce e Nb/La apresentaram o mesmo controle em relação à fonte ou à porcentagem de fusão (Weaver & Tarney, 1981). As variações observadas nos diferentes grupos (**anexos Tabela 6**), sugerem

uma heterogeneidade de fontes, ou variações nas condições de fusão, situação que é claramente ilustrada no diagrama Y vs Zr (**Figura 73**).

Os elementos higromagmáticos não se fracionam durante a cristalização, de maneira que ao comparar as razões entre estes elementos é possível identificar diferentes tipos de magmas (Allegre & Minster, 1978; Saccani *et al.*, 2003). No diagrama Th/Ta vs Th/Tb (**Figura 74**) é possível diferenciar os mesmos três grupos composicionais, com afinidades distintas (MORB, E-MORB e OIB), como foi previamente identificado através de outras comparações geoquímicas. Ao considerar modelos de fusão de possíveis fontes mantélicas, granada lherzolito e plagioclásio lherzolito (Floyd *et al.*, 2000), no diagrama $(Ce/Yb)_N$ vs $(Sm)_N$ (**Figura 75**), os três grupos parecem ter mais afinidade com diferentes percentagens de fusão parcial de uma fonte constituída de plagioclásio lherzolito.

Figura 72. Diagrama Ce/Y Vs $(La/Yb)_N$ como diferenciador do grau de fusão parcial da fonte (Saccani *et al.*, 2003).

Figura 73. Diagrama de variação Y/Zr como indicador de diferentes tipos de magmas (Wever e Tarney, 1981).

Figura 74. Diagrama de elementos higromagmáticos que permite discriminar diferentes fontes (Pearce, 1982).

Figura 75. Modelo de fusão parcial de um plagioclásio lherzolito e uma granada lherzolita (Floyd *et al.*, 2000).

Da mesma forma, no diagrama Cr/Y (Pearce, 1983, **Figura 76**) é também possível considerar fusão em diferentes proporções a partir de um lherzolito com espinélio, típica de manto astenosférico. Por outro lado, podem ser consideradas as relações entre as terras raras leves e pesadas (La/Sm) vs (Sm/Yb) e (La/Sm) vs Zr como indicadores de mudanças no resíduo em equilíbrio com o líquido (Kay & Mpodozis, 2001, **Figura 77**). Quanto à participação de piroxênio, anfibólio e granada e a sua relação com a profundidade onde foram gerados os magmas, a quase totalidade das amostras apresentou valores baixos, indicando resíduo de piroxênio. Só uma das amostras dos metabasaltos alcalinos apresentou a maior razão Sm/Yb que poderia ter um resíduo com um anfibólio (**Figura 77**), sugerindo, portanto, um nível de fusão relativamente mais raso.

A ausência de descontinuidades tectônicas e o caráter contínuo da unidade de metabasitos, assim como a intercalação com rochas metassedimentares, indicam que as rochas foram formadas no interior de uma mesma região, e num ambiente continental. As características geoquímicas apresentadas nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico, os diagramas multielementais, assim como as razões entre diferentes elementos, indicam um predomínio de basaltos intraplaca, e três tipos composicionais; N-MORB, E-MORB e uma série de basaltos alcalinos com características de OIB. Como já foi indicado, a variação na composição química dos basaltos está controlada pelas características da fonte mantélica, bem como da porcentagem de fusão parcial. Esta segunda variável encontra-se vinculada ao grau de extensão e afinamento da litosfera continental durante a geração de magmas (Collins, 2002a), visto que ao atenuar a litosfera é facilitado o ascenso do manto astenosférico e o incremento do volume de magma. Dessa forma, a assinatura geoquímica registrada nos basaltos pode variar entre o OIB e MORB em função do aumento da distensão, e do incremento de componentes astenosféricas.

Concluindo, a diversidade composicional dos xistos de La Unión pode ser explicada por um padrão evolutivo que registra o processo contínuo de extensão. Além disso, a presença de materiais com afinidade N-MORB (Grupo 3 indicado acima, ver figura 73), e anomalias negativas de Nb e Ta não evidenciadas nos outros dos grupos composicionais, sugere formação com contribuições a partir do manto empobrecido astenosférico. Por outro lado, a maior parte dos metabasitos de La Union (Grupos 1 e 2) teriam sido formados predominantemente a partir de manto litosférico, com possível reciclagem de litosfera através de subducção pretérita.

Figura 76. Diagrama Cr/Y de Pearce (1982) ilustrando as características de fusão de um manto astenosférico. (B) e (C) correspondem a diferentes graus de fusão de um manto MORB e (A) representa a fusão de um manto empobrecido.

Figura 77. Diagramas La/Yb vs Zr e La/Sm vs Sm/Yb como indicadores da profundidade do resíduo da fonte e da espessura crustal (Kay et al., 1999).

XISTOS DE HUÁNUCO

Em contraste com a região de La Unión, na área de Huánuco, as exposições das rochas metamáficas são mais limitadas. Foram reconhecidos xistos verdes e anfibolitos intercalados com xistos micáceos em quatro afloramentos. Pelo caráter isolado das amostras, as interpretações geoquímicas são restritas fundamentalmente ao reconhecimento do ambiente tectônico onde puderam ter sido formadas, aproveitando a discussão previamente estabelecida para os xistos de La Unión. Quatro amostras (**anexos Tabela 6**) foram selecionadas para análises, duas de xistos anfibólicos (CM-166, CM-177) e duas de xistos verdes (CM59-CM-181).

Ao comparar a composição química das amostras no diagrama discriminatório entre rochas anfibólicas orto e para-derivadas Ni vs TiO₂ (Winchester *et al.*, 1989), as quatro amostras apresentaram afinidade magmática (**Figura 78**). Além disso, no diagrama de classificação baseado nos elementos imóveis de Winchester & Floyd (1977), as rochas correspondem a basaltos subalcalinos ou basaltos andesíticos (**Figura 79**).

Figura 78. Diagramas de discriminação entre anfibolitos de origem sedimentar e magmático (Winchester *et al.*, 1989). Triângulos verdes (Xistos verdes), cruz vermelha (anfibolito).

Figura 79. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Winchester e Floyd, 1977).

As duas amostras de xistos anfibólicos analisadas para terras raras (**Figura 80**) apresentaram enriquecimento de até 50 vezes o Condrito para as LREE, e uma clara pendente com inclinação negativa [(La/Yb)_N: 4.4-5.4]. As terras raras leves (LREE) mostraram-se enriquecidas, com razões (La/Sm)_N de 3.5-3.6, enquanto que as terras raras pesadas (HREE) apresentaram padrão plano [(Gd/Yb)_N: 1.2-1.4]. Uma das amostras apresentou anomalia negativa de Eu, que poderia estar relacionada ao fracionamento do plagioclásio. Nos diagramas multielementais (**Figura 80**) resultou evidente o enriquecimento nos elementos mais incompatíveis, particularmente de Th, uma tendência nos elementos mais compatíveis semelhante ao MORB, e uma clara anomalia negativa de Nb, Ta e Ti. As duas amostras de xistos verdes apresentaram também enriquecimentos das terras raras de 1 e 70 vezes em relação ao Condrito (**Figura 81**). Uma delas (CM-59) apresenta padrão semelhante ao do MORB, empobrecimento relativo das terras leves (LREE) e tendência plana nas terras pesadas; a outra (CM-181) apresenta enriquecimento nas terras raras leves, com forte pendente negativa.

Figura 80. Padrões das terras raras e diagrama multielementar dos anfibólitos de Huánuco normalizadas ao N-MORB. O N-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).

Figura 81. Padrões das terras raras e diagrama multielementar dos anfibólitos de Huánuco O N-MORB de acordo com Sun e McDonough (1989).

Nos diagramas multielementares (**Figura 81**) observa-se igualmente o contraste entre ambas as amostras, com uma delas apresentando padrões relativamente planos e uma fraca anomalia negativa de Nb e Ta, e a outra com enriquecimento nos elementos incompatíveis e anomalia positiva de Nb e Ta

No diagrama Zr-Ti-Y (Pearce & Cann, 1973), três amostras dispuseram-se no campo de sobreposição de arco vulcânico com MORB, enquanto que a outra mostrou afinidade com basaltos intraplaca (**Figura 82**). Nos diagramas de Wood (1980), que permitem discriminar entre basaltos de margens destrutivas e os diferentes basaltos intraplaca, três amostras, incluindo dois anfíbolitos e um xisto verde (CM-59) situaram-se claramente no campo dos basaltos de arco, com afinidade cálcio-alcálica (**Figura 83**), enquanto que a outra apresentou afinidade com E-MORB. Essa diferença foi também clara nos diagramas de multielementos previamente apresentados (**Figura 80**), onde as três amostras com afinidade com arco apresentaram as clássicas anomalias negativas de Nb e Ta, enquanto que a outra mostrou padrão de enriquecimento nos elementos afins com E-MORB. Finalmente, ao considerar as relações Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce & Peat, 1995), que tambm permitem discriminar enriquecimento em zonas de subduco e variaes no carter do MORB, as mesmas trs amostras mostraram carter clcio-alclino, enquanto que a outra estaria relacionada com E-MORB (**Figura 84**). No diagrama (La/Sm) vs (Sm/Yb) (**Figura 85**), as amostras apresentam valores concordantes com piroxnio no resduo que sugere fuso em baixa profundidade (Kay & Mpodozis, 2001).

Embora quatro amostras configurem nmero muito limitado, para as rochas mficas associadas aos xistos de Hunuco os resultados sugeriram a existncia de magmatismo de arco, e possivelmente tambm magmatismo intraplaca, o que poderia resultar de uma fase de distenso da litosfera, de modo semelhante ao descrito para os Xistos de La Unin.

Figura 82. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico (Pearce e Cann, 1973). A-C=Arco vulcânico, B=MORB + Arco vulcânico, D=intraplacas.

Figura 83. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico (Wood, 1980). A= N-MORB, B= E-MORB ou intraplacas, C= Alcalino ou intraplacas, D=Margem convergente.

Figura 84. Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce e Peate, 1995) que ilustra os diferentes tipos de MORB e o enriquecimento por adição de fluidos de subducção ou contaminação.

Figura 85. Diagrama La/Sm vs Sm/Yb como indicador da profundidade do resíduo da fonte e da espessura crustal (Kay et al., 1999).

9.2 Granitóides de Huánuco e Panáo

Diferentes unidades de rochas plutônicas de composição entre tonalítica e granodiorítica foram mapeados pelo Serviço Geológico Peruano na área de pesquisa, entretanto a descontinuidade das exposições não permite estabelecer relações genéticas entre elas. Os granitóides apresentam relações intrusivas com algumas das rochas do Complexo Marañon, e portanto possuem importantes implicações na evolução tectônica regional. Dessa forma, oito amostras desses granitóides foram selecionadas para análises geoquímicas de elementos traço (**anexos Tabela 7**), assim como para análises geocronológicas, que serão apresentadas no próximo capítulo. O objetivo fundamental deste reconhecimento geoquímico foi o de estabelecer possíveis indicadores geoquímicos para o ambiente tectônico de formação das rochas intrusivas (Pearce *et al.*, 1984).

Embora os dados geocronológicos atualmente disponíveis para esses granitóides ainda sejam muito escassos, já pode ser verificado que existem vários pulsos magmáticos de idades diferentes, inclusive em corpos da mesma região e muito próximos espacialmente. Com a finalidade de estabelecer alguns critérios para correlação e interpretação, as amostras foram agrupadas essencialmente em função de suas idades determinadas radiometricamente: Paleozóico Superior (CM-239, CM-240, CM-156, CM-152, CM-137A), Triássico (CM-173), Jurássico (CM-238) e Eoceno (CM-155).

Quando as amostras são comparadas nos diagramas de discriminação de Pearce *et al.* (1984) (**Figura 86**), que consideram o enriquecimento do Nb, Y e Rb em ambientes intraplaca e colisionais, dois grupos foram reconhecidos, o primeiro (N=6) afim com arco vulcânico, e o segundo com duas amostras na transição para o campo dos granitos intraplaca. No diagrama multielemental normalizado ao Condrito todas as amostras apresentaram enriquecimento relativo dos LILE em relação aos HFSE, comum em ambientes de subducção (**Figura 87**). O conteúdo de Y > 40 ppm sugere que granada não foi um mineral residual importante na fonte (Defant e Drummond, 1990). Os padrões das terras raras em três amostras (**Figura 88**) apresentaram um relativo enriquecimento das terras raras leves, e padrões aparentemente planos das pesadas, além de uma anomalia negativa de Eu. Esta última, em conjunto com a anomalia negativa de Sr, sugere a existência de um processo de fracionamento de plagioclásio.

As características geoquímicas das amostras analisadas se coadunam com magmatismo de arco. Além disso, a ausência de granada no processo de geração dos magmas sugere que este magmatismo não esteve relacionado a episódios de espessamento crustal. Subducção de baixo ângulo poderia ser aventada, e magmatismo com posição distal em relação à fossa (Tatsumi & Eggins, 1995; Kay & Mpodozis, 2001).

Figura 86. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de granitoides (Pearce et al., 1984). Quadrados azuis (CM-137, CM-152, CM-156, CM-239, CM-240), círculo vermelho (CM-173), quadrado verde (CM-238), e triângulo cinza (CM-155).

Figura 87. Diagrama multielemental normalizado ao condrito (símbolos iguais à figura anterior).

Figura 88. Diagrama das terras raras normalizado ao condrito. Quadrado azul (CM-240), círculo vermelho (CM-173), quadrado verde (CM-238)

Embora o pequeno número de amostras seja de pouca representatividade estatística, os dois grupos que apareceram separados na figura 87 poderiam indicar variações na dinâmica da tectônica regional.

9.3 Grupo Ambo

Amostragem de reconhecimento geoquímico foi realizada nas formações inferiores do Grupo Ambo (**Figura 89**) ao longo do perfil no qual foi recentemente caracterizada essa unidade por Zapata *et al* (2004, Mapa 3). O objetivo foi o de obter alguns dados para avaliar a proveniência dos sedimentos, e possíveis correlações com as rochas do Complexo Marañon. Foram consideradas as mesmas características geoquímicas descritas nos itens

anteriores para amostras do Complexo Marañon, como potenciais indicadores de proveniência e ambiente tectônico (Haughton, 1991),

Um total de dez amostras foram selecionadas para análise geoquímica (**anexos Tabela 8**), incluindo cinco amostras de cada uma das formações mais antigas da coluna estratigráfica, Buenavista e Yanaj. O nível superior (Formação Chunomaja) não foi amostrado.

A Formação Buenavista corresponde fundamentalmente a siltitos e arenitos imaturos texturalmente, com conteúdo de matriz de ~10%. Os clastos são sub-arredondados a arredondados, compostos principalmente por quartzo com extinção ondulante, litoclastos de caráter metassedimentar, e micas (**Figura 90**). A Formação Yanaj (**Figura 91**) apresenta um caráter de arenitos-siltitos, com alto conteúdo de matriz (>10%) Como material clástico inclui quartzo, bem como litoclastos de xisto e quartzitos de modo e alguns grãos de feldspatos semelhantes à Formação Buenavista.

Figura 89. (A) Afloramento da Formação Buena Vista e (B) afloramento de Formação Yanaj.

Figura 90. Arenito da Formação Buena Vista.

Figura 91. Arenito da Formação Yanaj.

Na classificação química segundo Herron (1988) as amostras das duas formações analisadas são semelhantes, e correspondem a arcósios, grauvacas e grauvacas com quartzo (**Figura 92**). Considerando que durante a diagênese e/ou metamorfismo, K e Rb são imediatamente assimilados pelos argilominerais ou pelas micas neoformadas, as razões K_2O vs Rb podem servir como indicadores de proveniência (Floyd *et al.*, 1989). No caso do Grupo Ambo é clara a afinidade com fontes intermediárias a ácidas (**Figura 93**).

As razões TiO_2 vs Ni apresentam uma tendência afim com reciclagem crustal (**Figura 94**). Além disso, as altas concentrações de Zr, e as razões Th/Sc semelhantes ou superiores a (0.9-1.4), como é ilustrado no diagrama Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan *et al.*, 1993, **Figura 95**), indicam reciclagem sedimentar e afinidade com crosta superior. Da mesma forma, o Zr e o Hf, ao serem comparados com o Sc, apresentam valores Zr/Sc de 0.6-1.4 e Hf/Sc 19-54, superiores aos da crosta continental (respectivamente 0.43 e 14), indicando clara maturidade textural das rochas sedimentares (McLennan, 1993).

As terras raras apresentam um padrão de enriquecimento das terras leves (LREE) entre 40 e 150 vezes o Condrito, $(La/Yb)_N$ entre 6.1-7.0, uma clara anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* entre 0.29-0.32) e uma tendência subhorizontal nas terras raras pesadas (HREE), semelhante à crosta continental superior (**Figura 96**). A anomalia negativa de Eu indica a existência de plagioclásio na fonte. As razões Ti/Nb normalmente diminuem com o aumento da maturidade textural das rochas e o aporte de material félsico (Augustsson e Bahlburg, 2003). Essas razões, nas duas formações analisadas do Grupo Ambo, são muito baixas e homogêneas (203-214 e 208-223), sugerindo fontes félsicas.

Para a discriminação do ambiente tectônico quatro diagramas foram considerados (figuras 98 a 100). Na relação (K_2O/Na_2O) vs SiO_2 , que aumenta proporcionalmente em função da maturidade do ambiente tectônico (Roser e Krosh, 1986), as rochas de ambas as formações apresentaram características que se coadunam com margem passiva (**Figura 97**). A relação do Ti, considerado indicador importante de fontes máficas, com Zr, La e Sc (**Figura 98**), indicou afinidade com ambientes de arco continental, com alguma sobreposição com os turbiditos recentes de margem passiva. Nos diagramas de discriminação tectônica baseados em certos elementos traço, como Th, Sc, La e Zr (Bhatia & Crook, 1986, **Figura 99**), as rochas apresentaram afinidade com margens continentais passivas e ativas. Concluindo, as características geoquímicas das duas formações analisadas do Grupo Ambo apresentaram uma clara afinidade com um ambiente de reciclagem de material da crosta superior, com fontes predominantemente félsicas, e maturidade textural significativa, mas também com alguma contribuição de fontes de arco magmático. As razões entre elementos discriminadores indicaram grandes semelhanças entre o Grupo Ambo e o Complexo Marañon (**Figura 100**), mas também sugeriram um caráter de maior reciclagem no primeiro. Embora existam tendências afins com ambientes de margem passiva e ativa nas duas

unidades, observou-se uma maior maturidade textural no Grupo Ambo, o que sugere retrabalhamento de fontes sedimentares, as quais poderiam corresponder justamente à reciclagem dos xistos de Huánuco, mais próximos espacialmente.

Figura 92. Diagrama de classificação química de rochas sedimentares (Herron, 1988).

Figura 93. Discriminação da composição das fontes com possível afinidade magmática (Floyd et al., 1989).

Figura 94. Discriminação entre fontes com afinidade magmática e fontes de retrabalhamento de rochas sedimentares.

Figura 95. Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan et al., 1993).

Figura 96. Padrão das terras raras normalizado ao condrito das Formações Buena Vista e Yanaj. Comparação folhelo-tipo PASS (Australiano pós-Arqueano) de Taylor e McLennan (1985).

Figura 97. Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de lodólitos. ARC: arco, ACM: margem continental ativa, PCM: margem passiva.

Figura 98. Diagrama Ti/Zr vs La/Sc de discriminação de ambiente tectônico (Bhatia e Crook, 1986). A. Arco de ilhas Oceânico, B. Arco de ilhas continental, C. Margem continental ativa, D. Margem passiva

Figura 99. Diagramas de discriminação tectônica Th-Sc-Zr/10 e La-Th-Sc (Bhatia e Crook, 1986). A. Arco Oceânico continental, B. Arco de ilhas continental, C. Margem continental ativa, D. Margem passiva.

Figura 100. Comparação entre razões discriminadoras de ambiente tectônico (Bhatia e Crook, 1986) do Grupo Ambo como Complexo Marañon e arenitos de ambientes tectônicos específicos.

10 RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

A pesquisa geocronológica, essencial para o entendimento da evolução tectônica do Complexo Marañon, compreende datações pelos métodos U-Pb *TIMS*, *LA-ICP-MS* e *SHRIMP* em monocristais e múltiplas frações de zircão, Ar-Ar e K-Ar em micas e fragmentos de rocha total, e análises de Rb-Sr em rocha total e muscovita nas rochas metamórficas. Foram também analisados, pelos métodos U-Pb *SHRIMP* em zircão e K-Ar, alguns migmatitos e granitóides não deformados, com o fim de estabelecer sua idade de cristalização, buscando melhor equacionar o posicionamento estratigráfico e de evolução tectônica das rochas metamórficas. Adicionalmente, para efeitos de correlação regional, foi datado um gnaiss migmatítico da região costeira do norte do Peru.

O Mapa 3 apresenta a localização das amostras analisadas.

10.1 Resultados U/Pb em zircão.

Foram analisadas 14 amostras por este método, sendo 8 das diferentes unidades do Complexo Marañon. Foram também datados um granitóide e dois migmatitos localizados no interior da área de pesquisa, duas amostras de rochas metamórficas incluídas no Complexo Marañon, de regiões mais ao norte, e adicionalmente foi datado um paragneiss do Maciço de Illescas. Os resultados analíticos U/Pb encontram-se nas **Tabelas 9a a 9n dos anexos**.

10.1.1 Gnaiss de Huánuco

Zircões extraídos do gnaiss com biotita e muscovita CM-80 e do granitóide milonitizado CM-131a (**Mapa 3**) foram datados, respectivamente, pelos métodos U/Pb *SHRIMP* e *TIMS*. A amostra CM-80 apresentou zircões predominantemente prismáticos. As imagens de catodoluminescência (CL) indicaram a presença de três tipologias principais: (1), zircões com zoneamento oscilatório; (2), zircões homogêneos ou recristalizados localmente; e (3), zircões com bordas de sobrecrecimento ao redor de núcleos com zoneamento oscilatório.

Foram analisados 16 cristais (**anexos Tabela 9a**) nos quais aqueles com aspecto homogêneo e bordas também homogêneas apresentaram razões Th/U muito menores do que 0.1, o que, em conjunto com sua estrutura interna, indica origem metamórfica. Oito análises efetuadas nessas bordas metamórficas apresentaram idade média de 484 ± 12 Ma (MSWD = 0.81) (**Figura 101**). Seis análises em cristais prismáticos com núcleos oscilatórios, de origem ígnea evidente, apresentaram idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 613 ± 35 Ma (MSWD = 0.51), que estaria relacionada com a cristalização do protólito magmático. Um dos zircões

datados, com borda homogênea e razões Th/U < 0.1, relacionado portanto com uma origem metamórfica, apresentou uma idade Mesoproterozóica de 990 Ma, e poderia corresponder a um xenocristal, preservado no magma.

Figura 101. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-80 e diagrama U-Pb concórdia.

Cinco frações de cristais prismáticos de zircão da amostra CM-131a foram separados para datação (**anexos Tabela 9b**), sendo cada fração constituída por aproximadamente 20 cristais. As variações morfológicas verificadas relacionaram-se fundamentalmente ao comprimento dos cristais. Dos resultados obtidos, três frações apresentaram valores concordantes definindo uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 468 ± 5 Ma (**Figura 102**). As outras duas frações resultaram discordantes, sugerindo a existência de zircões herdados.

A idade concordante é considerada como representando a cristalização do granitóide, enquanto que as idades discordantes seriam devidas à presença de xenocristais preservados no magma.

Figura 102. Imagens representativas das populações dos zircões da amostra CM-131A analisados pelo U/Pb TIMS. (A) concordantes, (B) discordantes -xenocristais-.

Pode-se observar que a idade de cristalização da amostra CM-131a equivale à idade de metamorfismo do gnaiss CM-80. O conjunto dos dados sugere a existência de uma

granitogênese do Neoproterozóico Superior (idade de cristalização de aproximadamente 615 Ma) e posterior metamorfismo de médio grau no Ordoviciano Inferior (470-480 Ma), acompanhado de migmatização e possivelmente de uma nova granitogênese.

10.1.2 Xistos de Huánuco

Zircões detríticos de duas amostras dos xistos de baixo e médio grau desta unidade, localizadas nas proximidades de Huánuco (**Mapa 3**), foram analisados pelo método U/Pb LA-ICP-MS.

O xisto calcário CM-116 compõe-se de quartzo + muscovita + k-feldspato + calcita + clorita + albita, o que indica condições de fácies xisto verde. Os núcleos de 104 monocristais de zircão foram selecionados para datação. Esses cristais apresentaram tanto formas prismáticas alongadas, facetadas a subfacetadas, como formas tabulares ou semelhantes a prismas curtos e grossos, com bordas suavizadas (**Figura 103**). A razão U/Th (**anexos Tabela 9c**) apresentou valores inferiores a 12 na maioria dos cristais (exceção de dois), o que sugere fundamentalmente o predomínio de zircão de origem magmática (Rubbato, 2002). A maior parte dos pontos analíticos alinhou-se ao longo da Concórdia (**Figura 103 e anexos Tabela 9c**); a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordante mais antiga foi de 1879 ± 75 Ma, e a mais nova de 741 ± 8 Ma. O intervalo de valores $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais marcante no gráfico ($n=86$) estendeu-se entre 960 e 1400 Ma (**Figura 103**), e destas datações 66 análises incluíram-se no intervalo entre 1120 e 1280 Ma. Outras idades Mesoproterozóicas ($n=12$) situaram-se entre 1440 e 1880 Ma, enquanto que algumas idades mais discordantes ($n=4$) mostraram-se entre 720 e 880 Ma. Estes resultados permitem limitar a sedimentação do protólito a uma idade máxima próxima a 740 Ma, e indica a importância maior de fontes do tipo Grenvilliano (próxima de 1200 Ma).

Foram selecionados 104 zircões para datação do xisto micáceo com granada CM-228. Em geral os cristais apresentaram formas prismáticas facetadas, localmente com algumas bordas mais suavizadas, além de apresentar também cristais tabulares (**Figura 102**), sugerindo pouco retrabalhamento e possível relação com fontes proximais. A exceção de três análises, todos apresentaram razão U/Th < 12 (**anexos Tabela 9d**), situação que sugere predomínio de zircões de origem magmática.

A **figura 104** apresenta o gráfico Concórdia e a distribuição de idades. O zircão mais jovem apresentou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 465 ± 6 Ma, e o mais antigo idade Arqueana. O grupo de idades mais numeroso incluiu zircões Paleozóicos a Neoproterozóicos, com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em espectro contínuo entre 460 e 860 Ma ($n=71$). Apresentaram-se também numerosas idades Mesoproterozóicas, entre 960 e 1240 Ma ($n=21$), e muitas outras ($n=16$) entre 1360 e 2000 Ma. Finalmente, outros quatro cristais revelaram idades entre o

Paleoproterozóico e o Arqueano. A população mais significativa ($n=66$) produziu um pico na figura 105 com idades entre 460 e 620 Ma.

Figura 103. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-116. Em vermelho alguns dos cristais.

Figura 104. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-228. Em vermelho alguns dos cristais.

Dessa forma, a sedimentação da unidade tem que ser necessariamente mais nova que 465 Ma. Adicionalmente, a grande concentração de idades entre o Paleozóico Inferior e o Neoproterozóico (460-620 Ma), bem como o aparente caráter dos zircões, indicando retrabalhamento de fontes proximais, sugerem que embasamento com rochas formadas nesse intervalo de tempo é importante na região. No intervalo mencionado estão incluídos tanto a idade magmática do ortognaisse (CM-80), quanto as idades de metamorfismo e cristalização da mesma amostra e do granito milonítico (CM-131a). Deve ser assinalado também que dois zircões detríticos com U/Th de caráter metamórfico apresentam idades próximas de 466 Ma (**anexos Tabela 9d**).

10.1.3 Xistos de La Unión

Quatro amostras de zircão dos Xistos de La Unión foram datadas, duas delas pelo método U/Pb *LA-ICP-MS*, e as duas outras por meio do *SHRIMP*. Os resultados estão citados nas figuras 106 a 109, e os dados analíticos encontram-se nas **Tabelas 9e a 9h** dos anexos.

A amostra CM-112 corresponde a um quartzito micáceo, composto de Quartzo + Muscovita + Biotita + Albita. Nessa amostra foram analisados pelo método *LA-ICP-MS*, no total, cento e vinte e três zircões (123). Os cristais mostraram-se prismáticos, com bordas suavizadas (**Figura 105**), e todos eles apresentaram razões U/Th < 12, de afinidade magmática (**anexos Tabela 9e**).

As idades (**Figura 105**) distribuíram-se num amplo intervalo entre o Paleozóico Inferior e o Arqueano, com a distribuição mais importante, contínua e expressiva, entre 480 Ma e 1000 Ma. O pico saliente do histograma incluiu as idades mais novas, entre 500 Ma e 660 Ma (n=63). Para o lado mais antigo do histograma, apareceu outra serie contínua, muito mais longa, mas sem outros picos, entre aproximadamente 1100 e até próxima a 3000 Ma. A idade concordante mais nova, de 511 ± 7 Ma, delimitou a época de deposição dos sedimentos, e a extensa distribuição de idades do Paleozóico Inferior ao Neoproterozóico sugere que embasamento com esta idade é o mais importante como fonte.

Zircões do meta-arenito CM-158 foram também analisados pela metodologia *LA-ICP-MS* (**anexos Tabela 9f**). Esta amostra apresenta fragmentos de rocha, e fragmentos de cristais de origem clástica, incluindo feldspato, turmalina, muscovita e biotita, e além disso desenvolveu uma foliação mineral definida pela formação de sericita. Os zircões apresentaram formas variáveis, incluindo cristais prismáticos e tabulares, com alguns grãos mais arredondados (**Figura 106**). Com exceção de um cristal, todos têm razões U/Th características de zircões magmáticos (<12). Um total de 93 zircões foi analisado (**Figura 106**), com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ praticamente concordantes, em dois intervalos contínuos, um deles entre 310 e 800 Ma (n= 63), e outro entre 900 e 1420 Ma (n=21). Os demais cristais datados apresentaram idades Paleoproterozóicas, com um pequeno pico entre 1760 e 1880 Ma, e dois grãos mais antigos, o mais velho com idade Arqueana (2842 ± 16 Ma). A população mais extensa de zircões (n=44) apresentou idades no intervalo de 480 a 640 Ma, enquanto que outra população significativa, de treze (13) cristais, apresentou idades do Paleozóico, a mais nova com 310 Ma. O zircão detrítico com a idade concordante mais nova (317 ± 7 Ma) permite restringir a idade máxima de sedimentação ao Permiano Inferior, e as diversas populações de zircão indicam particularmente a presença das fontes principais com idades Paleozóicas e Neoproterozóicas, bem como a persistência de heranças mais antigas.

Figura 105. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-112. Em vermelho alguns dos cristais.

Figura 106. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-158. Em vermelho alguns dos cristais.

A amostra CM-116U é um xisto micáceo composto por quartzo + muscovita + biotita + albita, caracterizado fundamentalmente pela presença de abundantes porfiroblastos de albita, com inclusões de uma foliação discordante com a principal. Em total foram analisados 41 cristais de zircão pelo método U/Pb SHRIMP (**anexos Tabela 9g**), quase sempre cristais ou fragmentos prismáticos alongados, alguns mais arredondados. Nas imagens de CL observaram-se comumente zoneamentos oscilatórios característicos de origem magmático, além de apenas alguns cristais com zoneamento homogêneo (Figura 105). A maior parte das razões Th/U (excetuando uma análise) são maiores que 0.3, indicando afinidade magmática (Vabrá *et al.*, 1999).

Os resultados (**Figura 107**) podem ser divididos em três grupos principais, o primeiro deles incluindo os zircões mais jovens de idade Paleozóica Superior (n=5), com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes entre 324 Ma e 356 Ma.

Figura 107. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-116 U, histograma de idades e diagrama concórdia U/Pb SHRIMP.

O segundo grupo incluiu dezenove (19) zircões com idades entre 432 e 591 Ma, do Paleozóico Inferior ao Neoproterozóico. Idades Mesoproterozóicas entre 1000 e 1370 Ma definem o terceiro grupo, de quatorze resultados. O cristal com idade mais antiga indicou 1936 ± 19 Ma. Os resultados evidenciaram uma idade máxima para a sedimentação de 327 ± 3 Ma (Carbonífero), bem como a importância do material fonte com idades do Eopaleozóico ao Neoproterozóico, e também do Mesoproterozóico. Cabe assinalar que muitas das idades do Paleozóico Inferior ao Neoproterozóico são semelhantes às idades de

cristalização e metamorfismo obtidas nas rochas do Gnaiss de Huánuco, reforçando o valor destas unidades como fontes possíveis, no espectro regional.

A amostra CM-133 corresponde a um xisto composto por quartzo + clorita + muscovita + albita. Nesta amostra foram analisados, por meio do *SHRIMP*, quarenta e um (41) cristais de zircão. Estes apresentaram formas variáveis, incluindo fragmentos bem facetados, prismáticos, com bordas suavizadas, e também grãos arredondados (**Figura 108**). A estrutura interna dos cristais revelada pelo CL indicou a presença de zoneamentos oscilatórios e regiões homogêneas (nos mesmos cristais), onde foram realizadas, respectivamente, 32 e 9 datações.

Figura 108. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-133, histograma de idades e diagrama concórdia U/Pb SHRIMP.

Como na amostra CM-116U, algumas tendências principais de concentração foram observadas (**Figura 108, anexos Tabela 9h**). Uma delas incluiu três zircões do Paleozóico

Superior, que apresentaram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 336 ± 3 Ma, 339 ± 4 Ma e 385 ± 4 Ma. O grupo mais extenso incluiu vinte e duas (22) datações, com idades entre 460 e 720 Ma, com o pico mais saliente próximo de 500 Ma. Outro grupo incluiu uma população ($n=11$) com idades entre 850 a 1300 Ma, do Neoproterozóico Inferior ao Mesoproterozóico Superior. Finalmente, apareceram dois zircões isolados com idades Paleoproterozóicas. Da mesma forma que para a amostra anterior (CM-116U), estes resultados também delimitam o evento deposicional a uma idade máxima de 336 ± 3 Ma (Carbonífero), e novamente confirmam o valor de fontes principais no Paleozóico Inferior e Neoproterozóico Superior.

Em conjunto com os resultados *LA-ICP-MS* das amostras CM-112 e CM-158, as datações *SHRIMP* das amostras CM-116U e CM-133 indicam que as fontes mais importantes na sedimentação dos protólitos dos xistos de La Union foram do Paleozóico, e que o limite máximo para os episódios deposicionais encontra-se no Carbonífero.

10.1.4 Granitóides associados ou intrusivos no Complexo Marañon, na região central (Huánuco, Puerto Durand e Pano)

Como já foi indicado nos capítulos anteriores, uma série de rochas de caráter granítico e migmatítico ocorre relacionada espacial e geologicamente com os Xistos de Huánuco. Estas rochas poderiam aportar implicações importantes para os modelos e temporalidade da evolução tectônica regional. Os zircões de três delas foram datados pelo método U-Pb *SHRIMP*.

O granitóide CM-173, que apresenta relações de intrusão com as rochas sedimentares do Mississippiano do Grupo Ambo (**Mapa 3**), foi escolhido para datação, e os resultados analíticos encontram-se na **Tabela 9i** dos **anexos**. Os cristais e fragmentos de cristais analisados são prismáticos e bem formados. A estrutura interna observada nas imagens CL (**Figura 109**) mostra o predomínio de zircões oscilatórios, de origem ígnea evidente, bem como a ausência aparente de heranças, ou zircões com histórias mais complexas. As razões $\text{Th}/\text{U} > 0.1$ (**anexos Tabela 9i**), confirmam o caráter ígneo dos cristais. As análises efetuadas em oito cristais (**Figura 109**) indicaram uma idade média de 240 ± 7 Ma ($\text{MSWD} = 0,30$), interpretada como a época de cristalização da rocha, o que evidencia a existência de plutonismo granítico no Triássico Inferior.

Na área da pesquisa também encontram-se expostas, em segmentos isolados, algumas rochas de caráter migmatítico, as quais contrastam claramente com as rochas regionais, os xistos de Huánuco, cujo grau de metamorfismo é muito mais baixo. Zircões de duas amostras de rochas bandadas com caráter migmatítico foram analisadas pelo método U/Pb *SHRIMP*.

Figura 109. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-173 e diagrama U-Pb concórdia.

A amostra CM-35, coletada nas proximidades de Puente Durand (mapa 3, ver também figura 41), faz parte de uma unidade migmatítica, espacialmente relacionada com granitos a duas micas. A distribuição da rocha bandada parece muito restrita, sendo circundada por rochas de baixo grau de metamorfismo. No afloramento observa-se a mistura heterogênea entre porções graníticas e bandas xistosas com predominância de muscovita. Os zircões aparecem como prismas curtos, quase equidimensionais. A estrutura interna, nas imagens de CL (Figura 111) caracteriza-se pela presença de núcleos com zoneamento oscilatório, de

óbvia origem ígnea, e bordas de sobrecrecimento bastante conspícuas. As razões $\text{Th/U} < 1$ (Tabela 9j), são características de zircões metamórficos. Dezoito (18) datações foram realizadas (Figura 110, anexos Tabela 9j).

Figura 110. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-35 e diagrama U-Pb concórdia.

Os resultados obtidos para as bordas dos cristais apresentaram uma idade média de 325 ± 8 Ma (MSDW=0.75), enquanto que os domínios com zoneamento oscilatório apresentaram idades variando entre 350 Ma e 650 Ma.

A interpretação desses resultados não é inequívoca. A idade de 325 Ma nos sobrecrescimentos de zircão está provavelmente relacionada com evento metamórfico do Carbonífero, que deve corresponder ao metamorfismo regional de baixo a médio grau, na região de Puente Durand. O caráter local desta exposição, bem como a associação com rochas graníticas, sugere que o afloramento CM-35 poderia ser um migmatito de injeção, entretanto a significação das idades aparentes entre 350 e 650 Ma não está ainda clara. Cabe assinalar que o kondalito datado pelo método U-Pb convencional por Dalmayrac *et al.* (1988), com idade aparente próxima de 600 Ma (ver figura 4), cuja significação permanece incerta, deve encontrar-se nas vizinhanças do afloramento CM-35, provavelmente semelhante a amostra CM-198.

O afloramento CM-222, nas vizinhanças de Pano (mapa 3) apresenta rochas com caráter gnáissico, e estruturas que localmente assemelham-se a migmatitos nebulíticos. Os zircões são prismáticos, equidimensionais, fragmentados e ovóides. As estruturas internas, analisadas por CL (**Figura 111**), incluem domínios menores com zoneamento oscilatório, além de muitas bordas homogêneas, e também grãos totalmente homogêneos. Apenas doze (12) zircões foram analisados, e as datações revelaram um espectro complexo, de difícil interpretação (**Figura 111, anexos Tabela 9k**). Alguns dos núcleos datados apresentaram idades Neoproterozóicas-Cambrianas (520 a 650 Ma), enquanto que idades aparentes Ordovicianas foram obtidas em domínios homogêneos. Dois grãos, com zoneamento oscilatório, apresentaram idades mais antigas, uma delas próximas de 1800 Ma. Algumas bordas recristalizadas apresentaram idades mais jovens (350-400 Ma), mas altamente discordantes. Estes dados configurariam, fundamentalmente, a presença de zircões herdados, e um evento metamórfico, mal datado, possivelmente do Carbonífero. As heranças Neoproterozóicas são análogas às identificadas nas datações U-Pb das outras amostras. Além disso, as idades Ordovicianas são semelhantes às aquelas obtidas no Gnaisse de Huánuco (CM-80, ver figura 102), que também foram obtidas em domínios com estrutura interna homogênea.

Figura 111. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra CM-222 e diagrama U-Pb concórdia.

10.1.5 Xistos Patáz e Kuelap

Com a finalidade de melhor conhecer a distribuição regional do registro geocronológico em zircões detríticos em rochas do Complexo Marañon, e confirmar o seu potencial como indicador para as idades de segmentos de crosta continental não exposta, foram analisadas duas amostras de localidades mais ao norte da área de estudo, que têm sido mapeadas como parte do denominado Complexo Marañon. As relações de campo nestas regiões não foram plenamente verificadas, mas tem sido citado que granitóides do Carbonífero Superior apresentam relações de intrusão (Sanchez, 1996; MacFarlane *et al.*, 1999; Haeberlin, 2002). As amostras são predominantemente metapsamitos ricos em quartzo, com biotita e muscovita. Estes três minerais definem a foliação mineral deste litotipo.

A amostra CM-62 foi coletada na região de Kuelap, na prolongação norte do Complexo Marañon. Foram analisados um total de quarenta e sete zircões (47), entre prismáticos e arredondados (**Figura 112, anexos Tabela 9l**). A maioria dos dados alinhou-se ao longo da Concórdia, embora exista uma tendência de algumas das idades mais antigas apresentarem certa discordância. Os pontos analíticos situaram-se de maneira continua entre 900 Ma e 1700 Ma, com dois picos principais no histograma de frequências próximo de 1150 Ma (n=17), e próxima de 1400 Ma (n=14). Os resultados confirmaram a extensão da importância de fontes de idade Grenvilliana, e limitam a época da sedimentação da unidade aproximada de 900 Ma.

Na região de Patáz, extensamente estudada por causa da mineração de ouro associada ao plutonismo Carbonífero, foi coletada a amostra CM-92. Nela, um total de sessenta e seis (66) cristais de zircão foram analisados (**anexos Tabela 9m**). Os zircões, quase sempre prismáticos, são também arredondados, e a maioria deles alinhou-se sobre a curva Concórdia (**Figura 113**). A população mais importante de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é Mesoproterozóica a Neoproterozoica Inferior, com espectro muito semelhante ao da amostra CM-62. Inclui sessenta e uma (61) análises com idades entre 960 e 1430 Ma e dois picos a aproximadamente 1200 Ma (n=23) e 1400 Ma (n=9). Por outro lado, apareceram nessa amostra alguns zircões jovens, sendo que a idade concordante mais nova é de 522 ± 5 Ma. Este conjunto de idades confirma novamente a importância de fontes Grenvillianas, e limita a sedimentação da rocha a uma época posterior a 522 Ma.

Figura 112. Histograma de idades, diagrama concórdia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM-62.

Figura 113. Histograma de idades, diagrama concordia e imagem representativa dos zircões analisados da amostra CM93.

10.1.6 Maciço de Illescas (norte do Peru)

Como já foi indicado anteriormente, o Complexo Illescas localizado na Costa norte do Peru tem sido considerado por numerosos autores como um fragmento do embasamento Precambriano (Palácios *et al.*, 2004). Nessa unidade foi coletada a amostra I9, um gnaiss com granada e biotita, de origem provavelmente sedimentar, cujos zircões foram datados por meio do método *SHRIMP*. Treze (13) cristais, incluindo núcleos com zoneamento oscilatório e bordas homogêneas foram analisados, os resultados encontram-se na **Figura 114**, e os dados analíticos na **Tabela 6** dos anexos.

Seis (6) bordas de sobrecrecimento, com razões Th/U menores que 1, apresentaram uma idade média de 257 ± 8 Ma (MSWD= 0.41), enquanto que os núcleos com zoneamento

oscilatório apresentaram idades variáveis entre 280 Ma e 1690 Ma. As idades das bordas são interpretadas como relacionadas ao evento metamórfico do Permiano, enquanto que as mais antigas, acima de 1000 Ma estariam relacionadas com as fontes que forneceram material para o protolito sedimentar.

Figura 114. Imagens da estrutura interna de alguns dos zircões analisados da amostra I9 (Gnaiss de Illescas) e diagrama U-Pb concórdia.

10.2 Geocronologia Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar

Neste capítulo são agrupados os resultados geocronológicos obtidos pelas metodologias Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em vários sistemas de rocha total ou minerais separados. Em termos gerais, este conjunto de resultados encontra-se relacionado à temporalidade de vários episódios de metamorfismo, hidrotermalismo, ou história termal recorrente das rochas e respectivo resfriamento. A diferença fundamental entre os métodos citados é constituída pela temperatura crítica de fechamento de cada um dos sistemas.

A localização das amostras encontra-se no **Mapa 3** e os resultados analíticos Ar-Ar na **Tabela 10** dos **Anexos**. Os dados são apresentados sucessivamente, para cada unidade geológica, e separados de acordo com as metodologias utilizadas.

10.2.1 Xistos de baixo grau de Huánuco

Para estas rochas, as análises foram efetuadas em rocha-total e em concentrados de muscovita ou biotita das rochas metamórficas. Pela granulação muito fina das amostras, não foi possível obter separados completamente puros, e portanto as análises tiveram que ser efetuadas em agregados de cristais, com concentração expressiva de muscovita ou biotita, mas contendo outras impurezas, de fases minerais diferentes, que podem prejudicar as interpretações dos resultados analíticos.

Duas amostras de xistos de baixo grau foram analisadas pelo método Rb-Sr em muscovita e rocha total (**Tabela 8**). A idade isocrônica (dois pontos) obtida para a amostra CM-77 foi de 417 ± 51 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7194 ± 0.0020 (**Figura 115**). Por sua vez, a amostra CM-61 apresentou uma idade de 317 ± 19 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.72312 ± 0.00057 (**Figura 115**).

Tabela 8. Resultados analíticos Rb/Sr em rocha total e concentrados de muscovita dos Xistos de baixo grau de Huánuco.

Amostra	Rocha	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro
CM-77	Xisto	Rocha total	93,0	99,9	2,704	0,010	0,735429	0,000020
CM-77	Xisto	Muscovita	257,3	145,1	5,154	0,306	0,749986	0,000080
CM-61	Xisto	Rocha total	92,7	132,6	2,029	0,015	0,732272	0,000043
CM-61	Xisto	Muscovita	293,6	53,0	16,163	0,888	0,796010	0,000103

Figura 115. Idades Rb-Sr mica-rocha total, Xistos de Huánuco, xisto CM-77 e CM-61.

Isócronas de dois pontos têm fraquezas intrínsecas muito grandes, visto que não há quaisquer problemas em traçar as retas correspondentes. Em tais casos, as *best fit lines*, ou linhas de melhor ajuste, obtidas ao executar os cálculos de regressão, funcionam apenas para efeito de reconhecimento de tendências, e os seus parâmetros, no caso dos diagramas isocrônicos usados em geocronologia, dependem apenas da precisão com que as medidas dos dois pontos analíticos são conhecidas.

Para os xistos de Huánuco, trata-se de isócronas Rb-Sr “rocha total-concentrado de muscovita”. Se algum dos dois sistemas foi afetado por algum tipo de ganho ou perda de Rb ou de Sr por qualquer evento geológico, o valor calculado para a isócrona não terá significação. Dessa forma, os dois resultados encontrados para as amostras CM-77 e CM-61 devem ser encarados com reservas.

Nestas mesmas rochas de baixo grau foram analisadas pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar seis amostras de agregados de muscovita fina provenientes de xistos moscovíticos com clorita. Todas as análises foram efetuadas em duplicata.

Nas duas análises (**Figura 116**), o concentrado de muscovita do xisto CM-63 apresentou espectros escalonados muito semelhantes, com a primeira etapa indicando idades aparentes jovens, entre 250-270 Ma. Os valores de idade foram se incrementando sucessivamente, até atingir pseudo-plateaus nas três ou quatro últimas etapas de degaseificação, onde foi liberada porção significativa (30-40%) do gás, com idades de 425.1 ± 1.8 Ma e 422.4 ± 1.3 Ma. No caso da amostra CM-27 (**Figura 117**) as duas análises apresentaram também padrões escalonados semelhantes, com idades mínimas de 150-250 Ma, e incrementos sucessivos até o ultimo espectro de degaseificação, na temperatura mais alta, ao redor de 430-450 Ma.

Para a amostra CM-77 (**Figura 118**) os dois grãos analisados apresentaram espectros de degaseificação diferentes, com certa tendência de escalonamento, e ao mesmo tempo outra tendência de estabilização entre 360-390 Ma. Um dos cristais definiu nas três primeiras etapas da degaseificação um plateau de 335.7 ± 1.7 Ma, mas nas etapas finais as idades aparentes subiram até aproximadamente de 400 Ma. No caso da muscovita CM-72 (**Figura 119**) os dois cristais apresentaram padrão semelhante de escalonamento progressivo até uma idade máxima próxima aos 360 Ma. As duas análises da muscovita CM-51 (**Figura 120**) apresentaram também padrões semelhantes e escalonados, mas com idades aparentes menores, e valores próximos de 210 Ma para as etapas de alta temperatura. No caso das análises da amostra CM-85 (**Figura 121**) os espectros foram irregulares, e as idades aparentes encontradas foram sensivelmente menores do que as das outras amostras da unidade.

CM-63 Moscovita **Figura 116.** Espectros de argônio amostra CM-63.**CM-27 Moscovita** **Figura 117.** Espectros de argônio amostra CM-27.

CM-77 Moscovita

Figura 118. Espectros de argônio amostra CM-77.

CM-72 Moscovita

Figura 119. Espectros de argônio amostra CM-72.

CM-51 Moscovita

Figura 120. Espectros de argônio amostra CM-51.

CM-85 Moscovita

Figura 121. Espectros de argônio amostra CM-85.

Pelo mesmo método ^{40}Ar - ^{39}Ar foram também analisadas, em duplicata, duas amostras de biotita (CM-83 e CM-33, **Figuras 122, 123**) as quais apresentaram padrões irregulares, com idades aparentes variáveis, e sensivelmente mais jovens do que os obtidos nos concentrados de muscovita. A amostra CM-83 apresentou valores entre 170 e 190 Ma para as últimas etapas, enquanto que a amostra CM-33 apresentou um padrão escalonado inverso, de difícil interpretação, em que as idades aparentes, nas temperaturas mais elevadas, atingiram valores ao redor de 170-180 Ma.

Cinco (5) amostras dos xistos de Huánuco foram analisadas pelo método K-Ar, incluindo dois agregados de rocha total, e três concentrados de muscovita (Tabela 9). Os resultados, da mesma forma que aqueles obtidos pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar , foram discordantes entre si, e grosso modo da mesma ordem de grandeza que aqueles, se forem tomadas como referência as idades integradas. De uma forma geral, os dados devem ser tratados com cautela, devendo ser referidos em cada caso como idades mínimas para eventos de aquecimento ligados com os processos tectônicos e metamórficos regionais. A idade K-Ar aparente mais jovem coube ao concentrado de muscovita mais puro (9.62% K, ver tabela 9), com 119 ± 5 Ma.

Os espectros irregulares apresentados nos diagramas ^{40}Ar - ^{39}Ar , assim como a variabilidade das idades obtidas pelo método K-Ar, indicam claramente a existência de diferentes eventos termais, sejam por metamorfismo, hidrotermalismo, ou influência de contato com corpos intrusivos, onde pode ter acontecido a perda parcial ou total do argônio dos sistemas.

Ao considerar que um espectro escalonado pode ter relação com eventos termais que geram perdas de argônio (McDougall e Harrison, 1999), podem ser sugeridos, tentativamente, alguns episódios de perdas de argônio com significado geológico. Pelos dados termobarométricos apresentados no capítulo 6, as temperaturas alcançadas pelo metamorfismo regional (300°-400°) são próximas ou em certos casos até superiores às temperaturas de fechamento da muscovita, para difusão de argônio.

Para as amostras CM-63 e CM-27, as idades entre 420 e 440 Ma definidas nas últimas etapas de degaseificação poderiam corresponder a idades mínimas de resfriamento de um evento termal do Paleozóico inferior. Os registros de idade mais jovem, por sua vez, poderiam ter relação com aquecimentos posteriores, por exemplo aqueles associados a eventos tectonomagmáticos formadores de granitóides, ou ao metamorfismo regional difuso, superimposto, do Carbonífero. A mesma interpretação se aplicaria também aos concentrados de muscovita CM-72, CM-51 e CM-85, e às datações nos cristais de biotita CM-83 e CM-33, em cujos espectros de degaseificação aparecem vários patamares, com idades aparentes mais jovens.

CM-83 / Biotita

Figura 122. Espectros de argônio amostra CM-27.

CM-33 / Biotita

Figura 123. Espectros de argônio amostra CM-33.

No caso da amostra CM-77, além do espectro escalonado, aparece um *pseudo-plateau* de 335 ± 1.7 Ma num dos cristais analisados, já nas primeiras etapas de degaseificação. É possível que esta idade aparente possa ser relacionada com o evento termal e deformacional que produziu a clivagem de crenulação da rocha, sem recristalização.

Tabela 9. Resultados analíticos K-Ar dos xistos de baixo grau de Huánuco.

Amostra	Material Analisado	Rocha	% de K	Erro de K (%)	Ar40Rad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	Ar40 Atm (%)	Idade (Ma)	Erro Max (Ma)
CM-90	Rocha total	Filito	3,7213	0,5444	41,87	1,31	269	5
CM-74	Rocha total	Xisto	4,6831	0,5	61,93	1,12	312	7
CM-32	Rocha total	Filito	2,664	0,5947	25,56	2,11	232	5
CM-243	Muscovita	Xisto	9,6248	2,4144	46,03	15,67	119	5
CM-167	Rocha total	Xisto	3,5803	0,9834	54,87	1,25	357	9

10.2.2 Xistos de médio grau de Huánuco

Nos xistos de médio grau foi obtida uma isócrona Rb-Sr de dois pontos, muscovita-rocha total, no xisto micáceo CM-166A, com uma idade isocrônica de 221 ± 12 Ma e razão inicial de 0.71860 (**Figura, 124**). As mesmas ressalvas indicadas no item anterior devem ser levadas em consideração na interpretação desse resultado. Além disso, foram analisadas quatro amostras de micas pelo método K-Ar em biotita (1) e muscovita (3). As idades obtidas (**Tabela 10**) foram do Cretáceo na biotita CM-166A e na muscovita CM-243, e do Triássico nas muscovitas CM-178a e CM-175. Cabe assinalar que, para o mesmo afloramento (CM-166) a isócrona Rb-Sr de dois pontos e a biotita analisada pelo método K-Ar apresentaram resultados bastante discrepantes, de difícil interpretação.

A interpretação geológica para esses resultados é necessariamente semelhante à que foi efetuada para as rochas de baixo grau, ou seja, as diferentes idades aparentes estariam relacionadas com eventos de aquecimento, possivelmente com recristalização no caso das micas. Na região oriental da área da pesquisa, em que se localizam estas amostras de médio grau de metamorfismo, têm sido reconhecidas evidências mineralógicas e texturais de um evento termal de caráter estático, que muito provavelmente estaria relacionado a intrusivas não expostas na superfície ou não identificadas. Por exemplo, a amostra CM-175, com idade aparente do Triássico, apresenta evidências de porfiroblastos micáceos. As idades do Cretáceo, entretanto, teriam relação com um evento termal de difícil caracterização, ainda mais jovem. Cabe assinalar que as análises geotermobarométricas obtidas nas amostras da região oriental (CM-177, CM-166 e CM-226, ver mapa 1) indicaram temperaturas metamórficas acima de 500°, superiores às temperaturas críticas para o fechamento das micas nos sistemas Rb-Sr e K-Ar utilizados, e portanto as rochas poderiam ter sido aquecidas sem que vestígios específicos do processo termal sejam evidentes na sua textura.

Figura 124. Idade Rb/Sr rocha total, Xisto CM-166A.

Tabela 10. Resultados K-Ar dos xistos de médio grau de Huánuco.

Amostra	Material Analisado	Rocha	% de K	erro de K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Idade (Ma)	±
CM-243	Muscovita	Xisto	9,6248	2,1744	46,03	15,67	119	5
CM-175	Muscovita	Xisto	5,8587	2,9841	55,72	11,54	230	11
CM-166a	Biotita	Xisto anfibólico	3,3297	3,0800	14,25	41,12	107	10
CM-178a	Muscovita	Xisto	6,6902	2,2425	65,93	8,46	238	9

10.3.3 Xistos de La Unión

Para definir a temporalidade do metamorfismo, foram analisados pelo método Rb-Sr os concentrados de muscovita e as amostras de rocha total de três xistos micáceos. As isócronas minerais muscovita-rocha total para as amostras CM-101, CM-115 e CM-131 (Tabela 11, Figura 125) fornecem idades de 314 ± 11 Ma, 284 ± 3 Ma, e 270 ± 15 Ma, com razões iniciais entre 0.710 e 0.715. As cautelas enunciadas em relação à construção de isócronas com dois pontos devem ser mantidas. Entretanto, os três xistos analisados localizam-se muito próximos entre si (ver mapa 3), nas vizinhanças de La Union, e as idades

isocrônicas obtidas na sistemática Rb-Sr também são bastante próximas, levando em conta que os erros experimentais resultantes dos cálculos não são realísticos.

Tabela 11. Resultados analíticos Rb-Sr dos Xistos de La Unión.

Amostra	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
CM-131	Rocha total	129,1	77,8	4,814	0,015	0,73332	5,5E-05
CM-131	Muscovita	377,9	86	12,782	0,459	0,76394	8,5E-05
CM-101	Rocha total	160,4	205,6	2,26	0,011	0,72146	7,8E-05
CM-101	Muscovita	375,7	305,3	3,568	0,042	0,7273	5,8E-05
CM-115	Rocha total	131,9	112	3,415	0,031	0,72755	2,5E-05
CM-115	Muscovita	431	179,7	6,964	0,022	0,7419	5,6E-05

Ao elaborar um diagrama isocrônico incluindo a totalidade dos pontos analíticos (**Figura 126**), obtém-se uma errócrona com idade de 284 ± 23 Ma, razão inicial de 0.7132 ± 0.018 , e MSWD = 80, evidenciando a baixa colinearidade dos pontos. Este resultado, embora esteja sujeito a confirmação posterior por estudos geocronológicos mais detalhados, parece-nos confirmar as tendências registradas nas isócronas minerais da figura 126 em relação ao seu possível sincronismo, e portanto uma idade comum, no limite entre o Carbonífero e o Permiano.

Entendemos que a idade Rb-Sr aqui estabelecida, próxima de 300 Ma, pode representar o resfriamento terminal do episódio metamórfico observado para os xistos de La Union, cuja temperatura máxima atingiu provavelmente 350-400 °C (ver capítulo 6.4.4 e figura 37). Levando em conta que a temperatura de fechamento da muscovita para o sistema Rb-Sr é próxima de 500°C (Cliff, 1985), a idade aparente de 300 Ma indicaria a finalização do processo de neoformação e crescimento dos cristais de muscovita durante o metamorfismo, pela migração dos elementos críticos, Rb e Sr, e a conseqüente homogeneização isotópica do Sr nas rochas regionais. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da errócrona, próxima de 0.71, parece indicar contribuição mista, com predominância de material juvenil, e com alguma participação de material mais antigo.

Figura 125. Idades Rb-Sr mica-rocha total, Xistos de LaUnión

Figura 126. Errocrona Rb/Sr das amostras de rocha total e muscovita dos Xistos de La Unión.

É interessante verificar que uma das amostras dos xistos de Huánuco analisada pelo método Rb-Sr (CM-61, figura 116) apresentou uma idade aparente semelhante à da errócrona dos xistos de La Union, mas com uma razão inicial muito mais elevada, como seria de esperar em vista de uma idade mais velha e possivelmente fontes com predominância de elementos crustais.

As mesmas amostras também foram analisadas pelo método K-Ar (**Tabela 12**), em conjunto com a amostra CM-139, proveniente de uma localidade mais ao sul. Os resultados obtidos são muito consistentes com os dados Rb-Sr, com exceção daquele obtido na amostra CM-101, de 386 ± 8 Ma. Essa amostra, analisada em rocha total, possivelmente teria mantido parte do argônio radiogênico armazenado em seus minerais detríticos. Idades K-Ar em muscovitas correspondem a temperaturas de fechamento para retenção de argônio da ordem de 350°C (Faure, 1986, McDougall e Harrison, 1999). No caso das amostras de La Union, as idades obtidas, confirmando a sistemática Rb-Sr, indicam claramente a existência de um aquecimento de idade próxima da transição entre o Carbonífero e o Permiano, relacionado com o metamorfismo regional.

Tabela 12. Resultados K-Ar de xistos da região de La Unión.

Amostra	Material Analisado	Rocha	% de K	Erro de K (%)	Ar40Rad ccSTP/g (*10-6)	Ar40 Atm (%)	Idade (Ma)	Erro Max (Ma)
CM-101	Rocha total	Xisto	2,812	0,9213	47,01	2,43	386,1	8,6
CM-115	Muscovita	Xisto	7,521	0,5	92,43	7,93	291,5	5,8
CM-131	Muscovita	Xisto	7,2198	2,9361	90,76	6,85	298	12,9
CM-139	Rocha total	Xisto	2,8301	0,5	34,78	1,84	291,5	5,7

10.3.4 Granitóides e migmatitos associados ou intrusivos no Complexo Marañon, na região central (Huánuco, Puerto Durand e Pano).

Quatro amostras de rochas granitóides (CM- 152, 156, 239 e 240, ver mapa 3) foram coletadas num perfil ao longo da estrada entre Huanúco e Pampas e foram selecionadas para análises K-Ar em biotita e anfibólio. Localmente foram observadas relações intrusivas desses granitóides com rochas metamórficas do Complexo Marañon. A **Tabela 13** as suas idades e os dados analíticos.

As idades aparentes de maior precisão foram as da biotita, com quase 360 Ma. As idades aparentes dos dois anfibólios, por causa do baixo teor de potássio, foram menos precisas, mas os resultados concordam com os das micas, dentro do erro experimental. O fechamento dos sistemas K-Ar no anfibólio e a biotita ocorre a temperaturas diferentes (450° e 250° C), e dessa forma as idades aparentes concordantes sugerem que tais valores estariam próximos à cristalização das intrusivas, e que o resfriamento teria ocorrido de modo rápido. Além disso, os granitóides não apresentam-se deformados e cortam rochas metamórficas de baixo grau do Complexo Marañon. Grandin (1983) reporta a presença de andaluzita e cordierita como minerais de metamorfismo de contato nos xistos, o que confirma o seu caráter intrusivo. Na mesma região, a biotita do granodiorito CM-238 também foi datada pelo mesmo método K-Ar, com idade muito mais jovem, de 208 ± 8 Ma, referida ao Triássico Superior.

Próximo à municipalidade de Ambo, ao sul de Huánuco, foram amostrados dois granitóides, CM-155A e CM-137A (ver mapa 3). O primeiro forneceu uma idade K-Ar em um concentrado impuro de anfibólio e biotita, de 291 ± 4 Ma, interpretada como de resfriamento, valor mínimo para o corpo intrusivo. A segunda, obtida num corpo granitóide aparentemente intrusivo nas rochas sedimentares Carboníferas do Grupo Ambo, apresentou uma idade K-

Ar em biotita muito mais jovem, de 37 ± 2 Ma, evidenciando a presença de magmatismo do Terciário na região.

Finalmente, na região de Ponte Durand, foram identificados alguns diques pegmatíticos cortando os migmatitos Carboníferos e as rochas metamórficas de mais baixo grau. A idade K-Ar em muscovita da amostra CM-182 forneceu uma idade Jurássica, de 185 ± 5 Ma, de interpretação ainda duvidosa.

Tabela 13. Resultados analíticos K-Ar das rochas graníticas.

Amostra	Matérial Analisado	Rocha	% de K	Erro de K (%)	Ar40Rad ccSTP/g (*10-6)	Ar40 Atm (%)	Idade (Ma)	Erro Max (Ma)
CM-152	Anfibólio	Granito	0,2317	4,4851	3,65	44,53	367,3	31,7
CM-156	Biotita	Granito	6,4868	0,7595	102,51	4,98	366,9	8
CM-239	Biotita	Tonalito	7,1213	0,7962	108,83	6,95	355,9	8,6
CM-240	Anfibólio	Granodiorito	0,2871	1,1829	4,15	39,26	338,2	17,3
CM-238	Biotita	Granodiorito	6,3036	1,3071	54,22	9,52	208,9	6,3
CM-182	Muscovita	Pegmatito	8,3269	0,5	54,87	63,22	195	4
CM-137A	Concentrado Anf + Biotita	Granodiorito	4,0044	0,9897	49,17	5,41	291,3	7,4
CM-155A	Biotita	Granodiorito	6,5403	0,9583	9,5	33,26	37	1,6

Embora todas as idades aparentes citadas na tabela 13 devam ser interpretadas em termos de épocas de resfriamento, o agrupamento dos valores próximos a 360 Ma, bem como a possível consistência nos dados das biotitas e anfibólios, sugerem a existência de um plutonismo do Carbonífero Inferior. Muitas das idades U/Pb nos zircões detríticos das rochas metassedimentares dos xistos de La Union (item 10.1.3) confirmam a importância desta atividade plutônica do Carbonífero. Por outro lado, magmatismo de idade Jurássica e Eocena ainda não foi reconhecido neste segmento da cordilheira oriental, embora seja comum ao sul (Sempere *et al.*, 2002).

Quatro rochas gnáissicas da região oriental, com estruturas migmatíticas, foram analisadas. Uma delas, CM-198, pelo método Sm-Nd em granada e rocha total, duas outras (CM-212 e 222) pelo método K-Ar em micas, e a quarta, CM-35, pelo método Ar-Ar em muscovita e biotita. A sua localização pode ser observada no mapa 3.

A **figura 127** mostra a isócrona Sm-Nd de dois pontos, granada e rocha total, do gnaisse CM-198, que como foi descrito no capítulo 7, encontra-se associado espacialmente ao migmatito CM-35. Possivelmente, esta rocha poderia corresponder ao kondalito datado por Dalmayrac *et al.* (1988). A granada é rósea, e define claramente a foliação da rocha.

Figura 127. Isocrona Sm-Nd granada rocha-total Gnaiss CM-198.

No diagrama isocrônico da figura 128 os dois pontos estão razoavelmente espaçados, e a tendência obtida, correspondente à idade de 295 ± 13 Ma pode ser significativa, apesar dos problemas já mencionados ao discutir isócronas Rb-Sr traçadas com apenas dois pontos. Esta idade poderia corresponder à época em que a temperatura de fechamento dos sistemas ($600^\circ \pm 30^\circ$ C, de acordo com Mezger *et al.*, 1992) foi alcançada, podendo representar a idade da paragênese mineral. O resultado é consistente com a idade U-Pb *SHRIMP* em zircão, de 325 ± 8 Ma (ver figura 111), obtida no sobrecrecimento metamórfico do migmatito CM-35 associado espacialmente à rocha CM-199. Ele é também consistente com a época de metamorfismo regional determinado pela errócrona Rb-Sr dos xistos de La Union (ver figura 127), e também com os resultados Ar-Ar obtidos para a amostra CM-35, comentados a seguir. Tendo em vista a possível associação espacial desta amostra com a rocha analisada por Dalmayrac *et al.* (1988), os novos resultados obtidos pelos vários métodos aqui empregados condicionam uma re-interpretação do gráfico Concordia por eles apresentado (figura 4). Como já foi comentado em capítulos anteriores, considera-se a idade aparente próxima de 600 Ma, proposta pelos mencionados autores, como devida à mistura de zircões detríticos, retratando heranças de fontes diversas.

Da amostra CM-35, cujos zircões foram datados em 325 Ma (figura 111) dois cristais de biotita e dois de muscovita foram datados pelo método Ar-Ar (**Figura 128**). Todos os espectros apresentaram *plateaus* e precisão excelente. Os dois cristais de muscovita tiveram idades aparentes concordantes em 288.1 ± 1.2 Ma, valor interpretado como devido ao resfriamento regional abaixo de quase 350°C . Por sua vez, os dois cristais de biotita também apresentaram idades aparentes concordantes em 265.3 ± 0.7 Ma, valor interpretado como devido ao resfriamento abaixo de quase 250°C

CM-35 Muscovita

CM-35 / Biotita

Figura 128. espectros de argônio em muscovita e biotita da migmatita CM-35.

A biotita do migmatito CM-222, e a muscovita do migmatito CM-212, rochas coletadas nas vizinhanças de Pano, foram analisadas pelo método K-Ar (**Tabela 14**). A primeira apresentou idade de 195 ± 4 Ma, interpretada como idade de resfriamento que poderia ter relação com o próprio evento que formou o neosoma granítico, ou com um evento termal mais jovem. A segunda forneceu uma idade aparente de 240 ± 16 Ma, que também corresponde a uma idade de resfriamento. Embora a complexidade da história termal regional dificulte a interpretação deste resultado, esta idade é semelhante àquelas obtidas, também em muscovita, nos xistos CM-178 e CM-175 (ver tabela 10) pelo mesmo método. A interpretação, embora seja ainda muito duvidosa, está ligada a um possível evento regional de magmatismo em que rochas plutônicas, possivelmente associadas a processos de fusão parcial e migmatização, permanecem sem exposição clara na superfície. Cabe assinalar que nos trabalhos de mapeamento do Serviço Geológico Peruano (adaptados nos três mapas deste trabalho), toda a região oriental, e especificamente a área a Leste de Pano, está ocupada por grandes áreas ocupadas por “granitóides paleozóicos” (GP) ou “migmatitos e granitóides indiferenciados” (GI).

Tabela 14. Resultados K-Ar das rochas migmatíticas.

Amostra	Material Analisado	Rocha	% de K	erro de K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Idade (Ma)	±
CM-222	Muscovita	Migmatito	6,2179	4,9805	62,01	9,10	241	15
CM-212	Biotita	Migmatito	6,8767	0,5000	54,87	12,63	195	4

As datações efetuadas por diferentes metodologias geocronológicas, caracterizadas por temperaturas de fechamento diferentes, permitem reconstruir os aspectos terminais da história termal do migmatito CM-35. Depois da formação do neosoma granítico da rocha, a temperaturas de pelo menos 700°C, em 325 ± 8 Ma, esta se manteve num nível crustal em condições de temperatura superiores à temperatura de fechamento da muscovita para retenção de argônio (350°C) até uma idade de 288 Ma, e posteriormente o resfriamento manteve-se lento até que a temperatura de fechamento da biotita (250° C) foi atingida em 265 Ma. Pode-se inferir portanto uma taxa de arrefecimento desde a formação da rocha até a sua exumação, inicialmente mais rápida, de aproximadamente 10°C/Ma, e tornando-se mais lenta no final, para 4°C /Ma.

10.3.5 Gnaiss e granito de Illescas

Duas rochas do Complexo Illescas, sendo um gnaiss (I3) e um granito pos-tectônico (I9A) tiveram suas biotitas analisadas pelo método Ar-Ar, cada uma em duplicata (**Figura 129 A e B**). Os dois cristais de biotita do gnaiss apresentaram *plateaus* bem definidos, e concordantes, com idade de 195.6 ± 0.5 Ma, interpretada como relacionada ao resfriamento abaixo de 250°C da rocha metamórfica, em que idades U/Pb de áreas de sobrecrecimento em cristais de zircão foram de 257 Ma (ver figura 115). Por outro lado, os dois cristais de biotita do granito, embora também apresentem *idades plateau* bem definidas, estas foram diferentes (167.6 ± 0.4 e 184.3 ± 0.6 Ma).

Figura 129. Espectros de argônio Maciço de Illescas, A. Gnaiss I3, B. Granito I9.

A interpretação também deve ser condicionada ao resfriamento do pluton, que por ser de tipo pós-tectônico, deve ter ocorrido de modo relativamente rápido. A diferença nas idades aparentes dos dois cristais da mesma amostra, sendo os espectros de excelente qualidade analítica, não pode ser explicada adequadamente, mas poderia ter relação com o tamanho dos cristais originais, ou com alteração não claramente visível, do cristal com idade aparente mais jovem. De qualquer forma, o resultado de 184 Ma, deve ser o que mais se aproxima da idade de cristalização da intrusiva, no Jurássico Inferior.

11 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd

Foram analisadas pela sistemática Sm-Nd rocha total de 33 amostras de rochas metassedimentares e metabásicas do Complexo Marañon, granitóides associados e rochas metamórficas do Maciço de Ilescas e do Complexo Olmos. Para cada um destes grupos de amostras foi seguido um critério particular de seleção: nas rochas metassedimentares do Complexo Marañon procurou-se uma representatividade geográfica e composicional das unidades. As rochas metabásicas foram selecionadas em função das variações geoquímicas, e os granitóides em função da variação temporal. Rochas dos complexos Ilescas e Olmos foram amostradas em nível de reconhecimento e com a finalidade de ter algum elemento de comparação regional.

11.1 Rochas metassedimentares do Complexo Marañon (Xistos de Huánuco e Xistos de La Unión).

Quando numa região existem terrenos ou domínios crustais com evolução diferente, a sistemática isotópica do Nd tem o potencial de distinguir as variações que estas podem deixar numa bacia sedimentar (DePaolo *et al.*, 1991; McLennan *et al.*, 1993). Por exemplo, o indicador $\epsilon_{Nd}(T)$ constitui um valor da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma amostra em relação ao CHUR (*Chondrite Uniform Reservoir*), e quando calculada para o tempo de deposição dos protólitos sedimentares pode prover informação relevante às rochas fontes, indicando a presença de fontes juvenis ou de retrabalhamento de fontes mais antigas (McLennan *et al.*, 1990).

Um total de dezoito amostras das rochas metassedimentares do Complexo Marañon foram analisadas com o fim de avaliar a natureza (juvenil ou retrabalhada), as possíveis variações e a idade média das fontes que aportaram os sedimentos. Foi considerado o conceito de idade média de residência crustal (Arndt & Goldstein, 1987). Estes dados complementam as demais interpretações da proveniência dos protólitos das rochas metassedimentares com base na geoquímica, e na idade de zircões detríticos.

Os resultados analíticos e cálculos são apresentados na **Tabela 15**. Os cálculos da idade modelo Sm-Nd foram feitas utilizando a equação de De Paolo *et al.* (1991), que considera possível o fracionamento durante o metamorfismo. A localização das amostras analisadas encontra-se no **mapa 3**. Dos xistos de Huánuco foram analisadas um total de 14 amostras, oito dos metasedimentos de baixo grau, três das de médio grau, e duas amostras dos xistos associados aos serpentinitos. Da região de La Unión foram selecionadas cinco amostras para análise.

Embora tenha sido constantemente sugerido que as razões isotópicas no sistema Sm-Nd depois do processo de diferenciação manto-crosta não sofrem fracionamento em

processos crustais posteriores (diagênese, metamorfismo, fusão parcial, alteração hidrotermal), em alguns casos tem sido sugerido que este fracionamento é possível (Bock *et al.*, 1994; Cullers *et al.*, 1997). A comparação da razão de fracionamento de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$) e o valor do ϵ_{Nd} ao tempo de formação, permite conhecer as características da razão Sm/Nd e dos isótopos de Nd no momento da sedimentação ou metamorfismo, e inferir a existência das remobilizações isotópicas durante os processos posteriores à sedimentação.

Tabela 15. Resultados Sm-Nd em rocha total dos xistos do Complexo Marañon. T=430 Ma para os xistos de Huánuco e T=320 Ma para os xistos de La Unión.

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (1991) Ga	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
Xistos de Huánuco										
Baixo grau										
CM-32	Filito	4,224	22,136	0,1154	4	0,511915	10	-0,41	1,89	-9,7
CM-30	Quartzito	3,868	21,684	0,1079	4	0,511745	11	-0,45	2,08	-12,5
CM-176	Quartzito	5,980	27,557	0,1312	4	0,512079	9	-0,33	1,72	-7,3
CM-64	Xisto	4,487	22,451	0,1209	4	0,512012	13	-0,39	1,78	-8,0
CM-61	Xisto	7,832	39,243	0,1207	4	0,512026	11	-0,39	1,76	-7,76
CM-41	Xisto	3,351	16,509	0,1227	4	0,512072	8	-0,38	1,70	-7,0
CM-77	Xisto	3,376	16,620	0,1228	4	0,512055	9	-0,38	1,73	-7,32
CM-83	Xisto	3,118	11,865	0,1589	4	0,511926	13	-0,19	2,03	-11,8
Médio grau										
CM-243	Xisto	3,267	16,150	0,1223	4	0,512003	11	-0,38	1,79	-8,3
CM-227	Xisto	4,102	19,942	0,1244	4	0,512026	17	-0,37	1,77	-8,0
CM-166a	Xisto	5,390	26,191	0,1244	4	0,512111	9	-0,37	1,7	-6,3
Com serpentinitos										
CM-90	Filito	3,100	15,378	0,1219	4	0,511989	12	-0,38	1,81	-8,5
CM-167	Xisto	4,610	23,190	0,1202	4	0,512006	12	-0,39	1,78	-8,1
Xistos de La Unión										
CM-112	Quartzito	5,324	27,035	0,1191	4	0,511936	10	-0,39	1,87	-10,52
CM-131	Xisto	6,645	32,548	0,1235	4	0,512119	9	-0,37	1,6	-7,1
CM-101	Xisto	6,755	34,619	0,1180	5	0,512081	8	-0,40	1,7	-7,6
CM-147	Quartzito	7,572	39,094	0,1171	4	0,511798	11	-0,40	2,0	-13,1
CM-139	Xisto	7,203	36,140	0,1205	4	0,512041	11	-0,39	1,74	-8,54

Num grupo de amostras relacionadas, a existência de um fracionamento por processos pós-deposicionais está caracterizado por uma variação de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ a valores menos negativos num trend relativamente vertical (Bock *et al.*, 1994). Nos xistos de Huánuco a comparação do ϵ_{Nd} para a idade de sedimentação (~430 Ma) com os valores de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ entre -0.33 e -0.45 sugere a ausência de eventos de remobilização (**Figura 130**). A exceção é o xisto CM-83, cujo valor de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = -0.19$ poderia ter relação com uma possível modificação da razão isotópica durante o metamorfismo. Para as amostras de La Unión os valores de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ são

consistentes entre -0.37 e -0.40, e da mesma forma que nas amostras de Huánuco, as características isotópicas registradas nos sistema Sm-Nd refletem as particularidades dos protólitos.

Figura 130. Diagrama $f_{\text{Sm/Nd}}$ vs ϵ_{Nd} para o tempo de formação dos protólitos. Discriminação de processos deposicionais e pos-deposicionais (Bock et al., 1994).

Figura 131. ϵ_{Nd} vs T dos xistos do Complexo Marañon.

A idade de sedimentação das diferentes unidades de Xistos de Huánuco encontra-se entre a idade máxima definida pelos zircões detríticos mais jovens (450 Ma) e a idade do primeiro evento metamórfico (420 Ma). Os xistos de baixo grau apresentam valores negativos de ϵ_{Nd} (430 Ma) entre -7.3 e -12.5 (n=8). Igualmente, para as rochas de médio grau (n=4) e para os xistos associados às serpentinitos (n=2) os valores estão na parte inferior deste mesmo intervalo (-6.3 - -8.3, e -7.6, -8.5).

Os valores de ϵ_{Nd} para cinco amostras de xistos e metapsamitos de La Unión foram calculados para a idade de 320 Ma, considerada como a provável idade de sedimentação, definida pelos zircões detríticos mais novos (~330 Ma) e a idade do metamorfismo de ~300 Ma. Os valores de ϵ_{Nd} estão entre -7.1 e -13.2, e são também semelhantes àqueles obtidos nas rochas de Huánuco.

Os xistos de baixo grau de Huánuco apresentam idades modelo T_{DM} entre 1.7 e 2.1 Ga. Nos xistos de médio grau e nos xistos associados aos serpentinitos os valores de T_{DM} estão entre 1.7-1.8 Ga. Nas rochas de La Unión as idades modelo T_{DM} calculadas estão no intervalo entre 1.6 e 2.0 Ga.

As características negativas dos valores de ϵ_{Nd} (-7.3 - -12.5) e (-6.3 - -13.2) para as unidades metamórficas de Huánuco e La Unión são indicadoras de fontes com uma longa história de enriquecimento em elementos das terras raras leves, e portanto de extensa residência crustal, com o conseqüente desenvolvimento de um embasamento continental evoluído (**Figura 131**).

As idades modelo T_{DM} determinadas para os protólitos sedimentares correspondem a uma idade média resultante da mistura entre diferentes fontes (McLennan *et al.*, 1993). Os resultados obtidos sugerem que existem fontes Paleoproterozóicas, e possivelmente também mais antigas.

As relações entre os elementos Th/Sc e o ϵ_{Nd} são guias para discriminar aportes de arcos magmáticos e de retrabalhamento da crosta continental (McLennan *et al.*, 1993). Ao avaliar as características das duas unidades é clara a influência de crosta superior e de uma possível pequena adição de fontes de arco félsico (**Figura 132**).

Na sistemática Sm-Nd, quando as variações das unidades de ϵ_{Nd} e das idades modelo (T_{DM}) de uma unidade litológica são menores ou iguais a 3 e 0.3 Ga, respectivamente, as rochas podem ser consideradas praticamente homogêneas (Bock *et al.* 2000). Já quando a variação é mais ampla, estariam relacionadas à presença de fontes diversas. As variações nos isótopos de Nd em seqüências sedimentares são conseqüência da presença de diferentes proporções de minerais pesados e de argilas no material detrítico, com assinaturas variáveis (Goldstein *et al.*, 1997). No caso das rochas do Complexo Marañon, a variabilidade apresentada sugere a existência de mistura de fontes diversas.

Figura 132. Diagrama Th/Sc vs ϵ_{Nd} dos Xistos de Huánuco e La Unión.

Figura 133. Comparação do Complexo Marañon com domínios crustais maiores.

Figura 134. Comparação do Complexo Marañon com outras seqüências Paleozóicas dos Andes.

As duas unidades litoestratigráficas principais (Xistos de Huánuco e Xistos de La Unión) apresentam diferentes idades para seus protólitos (Paleozóico Inferior e Superior). Em ambas, os resultados isotópicos do Nd (ϵ_{Nd} e T_{DM}) são semelhantes (Figura 130), e portanto as características das fontes que chegaram às respectivas bacias sedimentares são também persistentes. Adicionalmente, a persistência desta assinatura isotópica parece refletir o retrabalhamento contínuo das mesmas fontes.

Nos resultados U/Pb obtidos em zircões detríticos das rochas metassedimentares do Complexo Marañon, somente 16% apresenta idades de cristalização iguais ou superiores aos componentes Proterozóicos delimitados pelas idades modelo Sm-Nd dos metassedimentos. Esta tendência poderia ter relação com o fato que na sistemática Sm-Nd é analisada a totalidade dos componentes da rocha e, portanto, são apreciados componentes não observados diretamente no zircão, e que podem ter sido carregados pelos argilo-minerais (Goldstein *et al.*, 1997, Dickin, 2000). Pelo caráter relativamente baixo da proporção de zircões antigos, pode ser sugerido que as fontes mais novas que chegaram às bacias formaram-se em ambientes magmáticos (abundantes zircões detríticos com razões Th/U >0.1) onde o possível aporte mantélico foi contaminado por assimilação de material crustal. Para avaliar a afinidade das rochas sedimentares com diferentes fontes, e indicar potenciais correlações regionais, comparou-se as envolventes definidas pelas linhas de evolução do Nd das unidades geológicas analisadas com as de outros domínios ou potenciais áreas fontes (Murphy e Nance, 2002). As envolventes definidas pelas linhas de evolução de Nd dos meta-sedimentos do complexo Marañon apresentam uma clara sobreposição na área definida pela evolução do SW do Cráton Amazônico (Figura 133, Cordani *et al.*, 2000). As idades modelo Proterozóicas são semelhantes àquelas que caracterizam as rochas magmáticas das províncias Rondoniano-San Ignacio e Sunsas do Cráton Amazônico formadas entre ~1.0-1.5 Ga, assim como as dos episódios de formação de crosta juvenil das Províncias Rio Negro Juruena e Venturi Tapajos (Tassinari *et al.*, 2000).

Em alguns modelos paleogeográficos o terreno Arequipa-Antofalla que se encontra exposto ao sul do Peru, norte do Chile e Altiplano Boliviano, e o microcontinente Oaxaquia que atualmente constitui o sul de México, são posicionados adjacentes ao centro-norte do Peru na área de estudo (revisão em Ramos & Aleman, 2000; Haeberlin, 2002). O embasamento Proterozóico do Maciço de Arequipa apresenta idades modelo T_{DM} de 1.9 e 2.3 Ga (Loewy *et al.*, 2004) que conferem com as mais antigas obtidas no Complexo Marañon (Figura 133). Por outro lado, o Terreno Oaxaquia apresenta idades modelo T_{DM} predominantemente Mesoproterozóicas, mais jovens que as do Complexo Marañon (Figura 133, revisão em Weber e Kohler, 1999). Estes resultados não comprovam (nem descartam) as possíveis correlações entre as fontes dos metasedimentos do Complexo Marañon com

os mencionados terrenos, mas as diferenças isotópicas com o Complexo Marañon indicam que fontes com outras características também foram importantes.

A avaliação das características isotópicas do Complexo Marañon sugere o Cráton Amazônico como uma das fontes mais representativas. No capítulo de proveniência, onde serão discutidos os dados obtidos em zircões detríticos, será possível estabelecer algumas considerações mais detalhadas, além de outras implicações para as reconstruções tectônicas regionais.

As características isotópicas do Complexo Marañon são também semelhantes às apresentadas por outras seqüências sedimentares do Paleozóico nos Andes Bolivianos e Chilenos (**Figura 134**), com idades modelo T_{DM} no intervalo entre 1.6-2.2 Ga e ϵ_{Nd} entre -6 e -11, cuja historia deposicional está também caracterizada por potenciais contribuições de material retrabalhado do Cráton Amazônico (Lucassen *et al.*, 2000, Egenhoff e Lucassen, 2003). Outras unidades do terreno Antofalla na costa norte de Chile apresentam variação mais ampla, com idades modelo até 1.3 Ga, e ϵ_{Nd} juvenís (**Figura 134**, Lucassen *et al.*, 1999, Worner *et al.*, 1999 Loewy *et al.*, 2004).

11.2 Rochas Metabásicas do Complexo Marañon

Cinco amostras de rochas metabásicas foram analisadas pelo método Sm-Nd, três delas dos Xistos de La Unión e duas outras dos Xistos de Huánuco (**Tabela 16**), com a finalidade de complementar as interpretações petrogenéticas, distinguir diferentes reservatórios mantélicos, e/ou verificar possíveis processos de contaminação crustal (Rollinson, 1993).

Tabela 16. Resultados Sm-Nd das metabasitas dos Xistos de La Unión e os Xistos de Huánuco $T=440$ Ma para os xistos de Huánuco e $T=320$ Ma para os Xistos de La Union.

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} Ga	End (T)
Xistos de La Unión										
CM-109	Xisto verde	5,347	13,771	0,2348	8	0,512780	10	0,19		1,2
CM-125	Xisto verde	4,660	15,837	0,1779	6	0,512793	11	-0,10	1,1	3,8
CM-96	Xisto verde	4,830	17,514	0,1668	6	0,512793	11	-0,15	0,8	4,3
Xistos de Huánuco										
CM-181	Xisto verde	4,158	11,892	0,2114	7	0,512983	11	0,07		5,9
CM-166b	Anfibolito	4,726	18,250	0,1556	5	0,512394	12	-0,2	1,7	-2,3

Das três amostras dos xistos de La Union, duas fazem parte da seqüência toleítica predominante (CM-96, CM-125) e a outra (CM-109) está relacionada ao grupo alcalino. As três amostras apresentaram características juvenís, com valores positivos de ϵ_{Nd} , no

intervalo entre 1.2 e 4.3, quando calculados para uma idade de 320 Ma. Ao separar os dois grupos de metabasitos, as amostras da serie toleítica apresentam os valores mais positivos, enquanto que o metabasito de afinidade alcalina apresentou o valor positivo mais baixo. **(Figura 135)**. Tais características sugerem um manto empobrecido associado à formação dos basaltos originais e além disso coincidem com os demais dados geoquímicos ao indicar que os processos de contaminação crustal durante a evolução dos magmas parentais seria limitada.

Figura 135. Diagrama ϵ_{Nd} vs T das rochas metabásicas de Huánuco e La Unión, comparadas com as características das rochas metasedimentares.

As características isotópicas e o caráter continental deste magmatismo são comuns em áreas de retro-arco em margens continentais ativas. Por exemplo, nos Andes, têm sido caracterizados uma série de basaltos toleíticos com clara posição de retro-arco (Ramos *et al.*, 1989, Kay *et al.*, 1991, Kay *et al.*, 1994, 1999).

Da região de Huánuco foram selecionados um anfibolito e um xisto verde. O anfibolito apresentou valor de ϵ_{Nd} negativo (-2.73), quando calculado para uma idade de 440 Ma, enquanto que o xisto verde apresentou de ϵ_{Nd} positivo (5.9). Este último valor indica interação mínima com a crosta, e sugere que o magma parental dessa rocha, originário da astenosfera, ascendeu rapidamente à superfície. Por outro lado, no caso do anfibolito houve grande modificação da assinatura isotópica do Nd, provavelmente por mistura com componentes crustais durante a evolução do magmatismo **(Figura 135)**. Entretanto, de

qualquer forma, o seu valor de ϵ_{Nd} é mais baixo do que aquele dos metassedimentos (-6.3 a -12.5) indicando certo aporte de material juvenil.

11.3 Granitóides associados ao Complexo Marañon

Quatro amostras de granitóides da região de Huánuco foram selecionadas para análises isotópicas Sm-Nd. Duas delas de intrusões do Carbonífero (CM-239, CM-152), uma com idade Triássica (CM-173) e outra do Cenozóico (CM-155A). Os resultados são apresentados na **Tabela 17**.

As amostras do Carbonífero apresentaram ϵ_{Nd} diferentes, um negativo e o outro próximo de zero, quando calculados para as idades de cristalização (355 e 367 Ma) e suas idades modelo Sm-Nd foram Proterozóicas. Na amostra Triássica o calculado a 240 Ma apresentou um valor altamente positivo (4.0) e uma idade modelo Sm-Nd relativamente jovem de 0.7 Ga, enquanto que na amostra Cenozóica o ϵ_{Nd} foi de -2.35.

Os valores de ϵ_{Nd} dessas rochas são de qualquer forma menos negativos do que os das rochas encaixantes do Complexo Marañon (**Figura 136**), e portanto em sua evolução haveria uma possível contribuição juvenil relacionada com a sua gênese em ambiente de arco magmático, onde os magmas granitóides poderiam ter sofrido contaminação crustal por assimilação de material do Complexo Marañon. No caso especial da amostra CM-173, a sua assinatura isotópica indica que em sua formação os processos de contaminação crustal devem ter sido mínimos, situação em parte esperada tendo em vista que o contexto geotectônico temporal, para o período Triássico, está relacionado com uma importante fase de distensão regional, o que propiciaria a ascensão de magmas astenosféricos, com pequena interação com a crosta.

Tabela 17. Resultados analíticos Sm-Nd das amostras de granitóides.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm) (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm/Nd}}$	Tdm(2)	End(0)	End(tc)	Idade Ma
CM-239	4.120	15.548	0.1602	0.0005	0.512391	0.000010	-0.19	1.9	-4.82	-3.2	355.00
CM-152	3.255	11.890	0.1656	0.0006	0.512663	0.000011	-0.16	1.2	0.49	1.9	367.00
CM-173	9.394	38.621	0.1471	0.0005	0.512763	0.000044	-0.25	0.7	2.43	4.0	240.00
CM-155A	4.735	24.848	0.1152	0.0004	0.512517	0.000009	-0.41	0.8	-2.35	-2.0	37.00

Figura 136. ϵ_{Nd} vs T dos granitóides de Huánuco e Ambo.

11.4 Rochas do Maciço de Illescas e o Complexo Olmos (Norte do Peru)

Seis amostras representativas dos Complexos metamórficos Illescas e Olmos foram selecionados para avaliar o caráter juvenil ou de retrabalhamento de seus protólitos, e possíveis comparações com o Complexo Marañon (**Tabela 18**). Para ambas as unidades foram consideradas como idades de metamorfismo aquelas obtidas nos sobrecrecimentos de zircão do gnaiss de Illescas (250 Ma).

As três amostras de granitóides do Complexo Illescas apresentaram idades modelos entre 1.5 e 1.7 Ga, e ϵ_{Nd} entre -3.2 e -7.4. Três metasedimentos do Complexo Olmos apresentaram idades modelo Sm-Nd semelhantes, de 1.7 Ga, e um ϵ_{Nd} de -8.6 quando calculado para 250 Ma. Em termos gerais, estes dados indicam participação de material reciclado na a gênese dos protólitos sedimentares, e processos envolvendo contaminação crustal para os granitóides. Em termos comparativos, as características isotópicas são bastante semelhantes às do Complexo Marañon. (**Figura 137**).

Tabela 18. Dados analíticos Sm-Nd para as rochas metamórficas do Maciço de Illescas (I) e do Complexo Olmos (O). T=250 Ma.

Amostra	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	Tdm Ga	ϵ_{Nd} (tc)
I-9a	Gnaiss	2,198	7,128	0,1865	6	0,512335	10	-0,05	1,69	-8,5
I-3	Gnaiss	5,504	28,032	0,1187	5	0,512129	65	-0,40	1,48	-8,6
I-9	Granito	2,934	17,884	0,0992	3	0,512313	6	-0,50	1,61	-5,6
O-1	Filito	9,941	51,173	0,1175	4	0,512074	7	-0,40	1,69	-13,7
O-2	Quartzito	7,929	40,662	0,1179	4	0,512074	10	-0,40	1,69	-10,9
O-6	Filito	7,177	37,481	0,1158	4	0,512067	8	-0,41	1,69	-8,5

Figura 137. Características dos isótopos de Nd das rochas do Maciço de Illescas e do Complexo Olmos, e comparação geral com o Complexo Marañon

A evolução temporal do Gnaiss de Illescas inclui formação dos protólitos entre 280 e 250 Ma, além de metamorfismo de médio grau a 250 Ma, num ambiente tectônico caracterizado por reciclagem de uma crosta continental evoluída. Entretanto esta história geológica não é plenamente comparável com a do Complexo Marañon, como sugeriram recentemente Palácios *et al.* (2004), já que na Cordilheira Oriental o evento metamórfico é mais antigo (290-300 Ma), e foi seguido pela formação de uma série de bacias extensionais. Adicionalmente, a idade Permiana descarta as correlações sugeridas pelos autores mencionados, e também por Caldas (1979), com as rochas pré-Cambrianas do sul do Peru. Neste sentido é mais consistente a possibilidade de correlacionar a evolução tectono-magmática do Complexo Illescas com aquela que caracteriza os terrenos Amotape-Tahuin e Loja de Equador (Noble *et al.*, 1997; Vinasco, 2004). Isto sugere a possibilidade de uma origem alóctone para este terreno, como foi sugerido inicialmente pelo Mourier *et al* (1988).

12 CONTRIBUIÇÃO PARA A HISTÓRIA GEOLÓGICA DO COMPLEXO MARAÑON

Neste capítulo são integrados os resultados obtidos nesta pesquisa, com ênfase no posicionamento estratigráfico do Complexo MaraÑon, sua proveniência e possível relação com outros domínios geológicos.

12.1 Correlações geocronológicas.

Desde os trabalhos pioneiros de cartografia regional da Cordilheira Oriental (Wilson & Reyes, 1962; Dalmayrac *et al.*, 1988) as rochas metamórficas expostas entre os 6°-10° de latitude sul foram incluídas na denominação estratigráfica de complexo, pela sua grande extensão regional. Estas rochas, denominadas Complexo MaraÑon, foram consideradas pré-Ordovicianas, (idade da unidade sedimentar mais antiga). Embora a definição de complexo ilustre a dificuldade para estabelecer as diferentes subdivisões, sendo comum na literatura geológica situar e generalizar esta unidade como uma entidade coerente, como foi visto no capítulo 5.

Três observações de campo sugerem que a coerência e o posicionamento estratigráfico assumido para o Complexo MaraÑon não são defensáveis: (1) as unidades do Complexo MaraÑon não são expostas de forma contínua, e são interrompidas por coberturas sedimentares e por áreas de rochas intrusivas, com idades variáveis de Carboníferas a Eocenas; (2) as relações diretas de inconformidade entre as rochas metamórficas e os sedimentos Paleozóicos, particularmente os mais antigos (Llanviriano-Arenigiano) são observadas em locais restritos, de pouca extensão regional (região de Huacar). Adicionalmente, em algumas regiões, é lícito inferir uma passagem contínua e gradual entre rochas supostamente Ordovicianas e rochas de muito baixo grau de metamorfismo, incluídas no Complexo MaraÑon; e (3) é muito raro encontrar situações onde seja visível a inconformidade entre as unidades Paleozóicas sedimentares da região (Ordoviciano, Carbonífero e Permiano) e rochas do Complexo MaraÑon.

As observações geológicas locais, as idades U/Pb em zircões detríticos, as idades de metamorfismo, bem como as relações com as rochas intrusivas, permitem estabelecer limites para sedimentação e metamorfismo, e propor alguma subdivisão do Complexo MaraÑon em várias unidades, ainda sem definição espacial e estratigráfica, mas com idade e evolução tectônica mais ou menos estabelecida, formadas no Neoproterozóico, Ordoviciano, Siluriano e Permiano.

Na região de Huánuco duas unidades principais são observadas: (1) uma unidade gnáissica e milonítica distribuída numa faixa isolada ao leste de Huánuco e Ambo e denominada Gnaiss de Huánuco (**Mapas anexos**), e (2) uma extensa série de xistos de

baixo a médio grau (incluindo os xistos associados às serpentinitos), denominada xistos de Huánuco.

O Gnaiss de Huánuco corresponde à unidade mais antiga, incluindo um protólito magmático provavelmente Neoproterozóico com idade de cristalização de 613 ± 35 Ma, que foi metamorfizado a 484 ± 12 Ma. Esta rocha encontra-se associada temporal e espacialmente com um granitóide milonitizado com idades de cristalização de 468 ± 5 Ma. É provável que os xistos da região de Huacar (**Mapa 1**) que apresentam relações discordantes com rochas sedimentares Ordovicianas tenham relação com este ciclo metamórfico e deformacional.

A unidade de xistos de maior extensão regional corresponde a uma seqüência metamórfica continua, exposta ao redor da região de Huánuco, que apresenta metamorfismo progressivo de baixo a médio grau, e que foi denominada nesta pesquisa como Xistos de Huánuco. Os zircões detríticos do xisto micáceo (CM-228) apresentaram idades de 461 ± 11 Ma, que limitam a idade máxima de deposição ao Ordoviciano Superior, e ao mesmo tempo estabelecem que esta unidade é mais jovem que a unidade gnáissica. As idades Rb-Sr e Ar-Ar obtidas nas muscovitas dos xistos de baixo grau definiram uma idade mínima de metamorfismo Siluriana de 420 Ma. Adicionalmente, para as rochas graníticas que cortam esta unidade foram obtidas idades entre 338 e 360 Ma, e as rochas sedimentares sobrepostas, do Carbonífero Inferior, apresentam relações discordantes. Dessa forma, consideramos que a história de sedimentação e metamorfismo da unidade de xistos resume-se entre 460 e 420 Ma.

Os xistos de La Unión, localizados na parte ocidental da região estudada, na região do Rio Marañon (**Mapa 1**), são considerados como parte de outra unidade, com idade e evolução Permo-Carbonífera. Os xistos CM-133 e CM-116U e o meta-arenito CM-158 apresentaram zircões detríticos com idades entre 330 e 317 Ma. Além disso, as idades K-Ar e Rb-Sr em micas e rocha total de quatro amostras apresentaram idades metamórficas de ~300 Ma. Como foi indicado no capítulo de geologia local, estes xistos apresentam relações discordantes com as rochas do Permiano Superior, e no caso das rochas de baixo grau os contatos são tectônicos com rochas sedimentares do Carbonífero. Dessa forma, confirma-se que tanto a sedimentação como o metamorfismo aconteceram aproximadamente no intervalo entre 330 e 300 Ma. Além disso, nas relações entre as unidades xistosas, verifica-se que a clivagem de crenulação S_{n+2} , identificada nos Xistos de Huánuco, corresponde em termos temporais e de deformação à fase metamórfica principal dos Xistos de La Unión.

Este conjunto de dados permite separar o Complexo Marañon nas regiões de Huánuco e La Unión em pelo menos três unidades geológicas com histórias de sedimentação e metamorfismo no Ordoviciano Inferior, Ordoviciano Superior-Siluriano e Permo-Carbonífero

(Tabela 19). A distribuição espacial e temporal destas unidades metamórficas mostra uma tendência de construção de edifícios orogênicos cada vez mais jovens para ocidente.

Tabela 19. Síntese e divisão estratigráfica do Complexo Marañon

Intervalo de idades das diferentes unidades do Complexo Marañon	Unidade	Registro geológico
320-290 Ma	Xistos de La Unión	Seqüências vulcão-sedimentares metamorfoseadas na fácies xisto verde.
460-420 Ma	Xistos de Huánuco	Seqüências vulcão-sedimentares metamorfoseadas na fácies xistos verde a anfibolito.
480-460 Ma	Gnaiss de Huánuco	Metamorfismo em fácies anfibolito e plutonismo associado (Protólitos magmáticos félsicos com 613 Ma).

Como já foi discutido em outros capítulos, Dalmayrac *et al* (1988) reportaram a existência de um paragnaisse na região de Puente Durand, e interpretaram as datações U/Pb como indicadores de um metamorfismo Neoproterozóico (~600-630 Ma). As observações de campo realizadas nesta pesquisa sugerem que esta rocha encontra-se espacialmente relacionada com uma área de migmatitos, exposta de forma isolada, nas vizinhanças de rochas de baixo grau integrantes da unidade de Xistos de Huánuco. As novas datações U/Pb obtidas no migmatito, e os dados Sm-Nd da banda gnáissica que poderia corresponder ao paleosoma, indicam idade Carbonífera Inferior, regionalmente associada ao evento deformacional característico dos Xistos de La Unión.

Regionalmente, ao avaliar algumas descrições litoestratigráficas apresentadas por outros autores, em segmentos diferentes da Cordilheira Oriental, torna-se clara a existência de diversas subdivisões litoestratigráficas para o Complexo Marañon, muitas delas compatíveis com as indicadas para a área de pesquisa. Ao norte, na região de Pataz, Haeberlin (2002) subdividiu o Complexo Marañon em duas unidades. A primeira foi denominada Formação Vijus, incluindo ardósias e lavas almofadadas na região próxima ao Rio Marañon, e a segunda, formada por xistos, preservando o nome do Complexo Marañon, foi posicionada mais a leste. Estas duas unidades podem ser claramente correlacionadas com os Xistos de La Unión e de Huánuco deste trabalho. Na mesma região de Pataz, Chew *et al.* (2005) indicaram a existência de um ortognaisse formado em condições metamórficas de 11 Kb e 650° C no Siluriano Inferior (440 Ma). Na região de Singa, ao norte de La Unión, Jacay (1996) indicou a existência de uma unidade de xistos e outra de metabasitos na margem do Rio Marañon, com litologia e posição estrutural semelhante aos xistos de La Unión. Ao sul da área de pesquisa, nos domos de Yauli e Malpaso, Kobe (1986) indicou a existência de uma série de rochas vulcânicas básicas intercaladas com filitos, sotopostas com inconformidade a rochas do Permiano Superior, que provavelmente são também correlacionáveis com os Xistos de La Unión.

12.2 Análise de proveniência

A análise de proveniência de rochas sedimentares ou metassedimentares integrando dados geoquímicos, isotópicos (Sm-Nd) e geocronológicos (datações U/Pb em zircões detríticos) permite inferir características da área fonte e o possível ambiente tectônico da bacia sedimentar original (Haughton *et al.*, 1991, McLennan *et al.*, 1993, Fedo *et al.*, 2003). Esta informação constitui peça fundamental em análises tectônicas e paleogeográficas de regiões onde o embasamento não se encontra exposto, ou foi erodido ou deslocado tectonicamente. No caso da área de estudo, o embasamento não está exposto, e além disso a região pericrônica apresenta extensas coberturas sedimentares Cenozóicas. Adicionalmente, a evolução geológica Paleozóica da proto-margem Andina inclui vários episódios de acreção de terrenos alóctones.

As unidades metassedimentares silurianas (Xistos de Huánuco) e permo-carboníferas (Xistos de La Unión) apresentam características geoquímicas e isotópicas (Idades modelo Sm-Nd Paleoproterózoicas e ϵ_{Nd} negativos) que sugerem uma relação com fontes predominantemente félsicas a intermediárias, e derivação de crosta continental. Da mesma forma, as rochas sedimentares carboníferas do Grupo Ambo, depositadas após os eventos tectono-metamórficos que afetaram os Xistos de Huánuco, apresentam características geoquímicas comparáveis, o que sugere semelhanças no ambiente deposicional de todas essas unidades sedimentares, provavelmente na mesma margem continental de Gondwana, voltada para o Oceano Pacífico.

A **Figura 138A** refere-se à unidade mais antiga, o Gnaisse de Huánuco, um ortogneisse com idade de cristalização de ~615 Ma e metamorfismo de 460-480 Ma. As **Figuras 138B e 138C** mostram que tanto os Xistos de Huánuco como os de La Unión apresentam uma população importante de zircões detríticos com idade comparável à dos zircões do ortogneisse da unidade mais antiga. Além disso, as demais populações das **Figuras 138B e 138C** são coerentes com fontes semelhantes, e portanto com a possibilidade de formação relacionada a um mesmo domínio crustal. Cabe assinalar a predominância de zircões detríticos com idade Grenvilliana nas amostras analisadas dos xistos de Huánuco. Outros três elementos temporais merecem destaque: (1) variação na abundância relativa de algumas populações; (2) a presença nos Xistos de La Unión de zircões detríticos com idades situadas no mesmo intervalo de sedimentação dos Xistos de Huánuco, sugerindo uma conexão na época da sedimentação com uma atividade magmática mais ou menos contemporânea; (3) os zircões detríticos mais jovens dos Xistos de La Unión sugerindo como proveniência a erosão de fontes magmáticas carboníferas, como alguns dos granitóides analisados.

Figura 138. Comparação das idades de cristalização de zircões do ortogneiss e o granito milonítico de Huánuco (A) e os zircões detríticos dos Xistos de Huánuco (B) e os Xistos de La Unión (C).

A proximidade espacial, e as semelhanças nos padrões observados nos histogramas da figura 139, parecem confirmar a formação sucessiva de ambas as bacias deposicionais, dos xistos de Huánuco e de La Unión, em situação paleogeográfica semelhante, numa mesma margem continental.

A seguir é apresentada a análise de proveniência das fontes de zircões mais antigas que 460-480 Ma (idade da unidade metamórfica mais velha), buscando correlação com as províncias geocronológicas do Craton Amazônico. A comparação dos zircões é feita incluindo as amostras dos Xistos de La Unión (CM-112, CM-116U, CM-133, CM-158) e de Huánuco (CM-116, CM-228), que correspondem a 516 análises (**Figura 138**). Foram também consideradas as rochas migmatíticas CM-222 e CM-35 (22 resultados adicionais), com o fim de ampliar a imagem da distribuição regional das fontes detríticas.

Em geral o conjunto de idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ apresenta um espectro quase contínuo até 2.95 Ga. Individualmente, as amostras apresentam espectros de distribuição de idades que incluem grupos relativamente semelhantes, somente a amostra CM-116 (ver capítulo de geocronologia) apresenta um espectro mais conspicuo de idades Grenvillianas, o que claramente indica a importância desta fonte. As duas populações mais importantes encontram-se nos intervalos entre 0.46-0.65 Ga e 0.9-1.35 Ga, sendo mais extensa a primeira. Os demais valores apresentam-se em grupos de caráter mais discreto.

As idades entre 1.4 e 3.0 incluem o intervalo total de variação das fontes do Craton Amazônico (**Figuras 139 e 140**; Tassinari *et al.*, 2000). As idades até 2.0 Ga podem ser comparáveis às de rochas das províncias Ventuari-Tapajos, Rio Negro-Juruena e Rondoniana San Ignacio. O ciclo Grenvilliano, definido inicialmente na América do Norte, inclui os diferentes episódios tectono-magmáticos de caráter "global" acontecidos entre 1.3 e 0.8 Ga. No Craton Amazônico este ciclo orogênico está representado nas províncias

Figura 139. Histograma de distribuição das idades U/Pb de cristalização dos zircões detriticos dos metasedimentos do Complexo Maraion e das rochas magmáticas e metamórficas do Craton Amazónico (fuentes Tassinari et al., 2000).

CRÁTON AMAZÔNICO

- CA PROVÍNCIA AMAZONICA CENTRAL (> 2.3 Ga)
- MI MARONI-ITACAUNAS (2.0-2.2 Ga)
- VT VENTUARI-TAPAJOS (1.8-2.0 Ga)
- RNJ RIO NEGRO-JURUENA (1.5-1.8 Ga)
- RO RODONIANO-SAN IGNACIO (1.25-1.5 Ga)
- S SUNSAS (0.9-1.25 Ga)

COBERTURA SEDIMENTARES

- FANEROZÓICO
- PRECAMBRICO
- DOMÍNIOS NEOPROTEROZÓICOS
- MASSAS CRATONICAS MENORES

EMBASAMENTO ANDINO

- PRECAMBRIANO
- PALEOZÓICO

FIGURA 140. PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS DE AMERICA DO SUL E TERRENOS OU DOMÍNIOS DE EMBASAMENTO DOS ANDES. MODIFICADO DE CORDANI ET AL (2000) E RAMOS E ALEMAN (2000)

Rondoniana-San Ignacio e Sunsás (Litherland *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 2000; Cordani & Teixeira, no prelo). A população de idades entre 0.9 e 1.35 Ma pode ser proveniente de fontes correlacionáveis com estas províncias do Cráton Amazônico. Como já foi indicado no capítulo de geologia isotópica, as idades modelo Sm-Nd T_{DM} do Complexo Marañon entre 1.6-2.1Ga são também comparáveis com as dos granitóides das Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro Juruena (Cordani *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000). Esta correlação, tendo as províncias geocronológicas mencionadas como fontes principais, confirmaria a prolongação destas por baixo da bacia sedimentar Amaéreas-Solimões, atualmente coberta por sedimentos Fanerozóicos.

Diferentes áreas fonte de idade Grenvillianas, da mesma forma possíveis, poderiam corresponder aos domínios de embasamento autóctones ou para-autóctones que constituem os Andes Centrais e do Norte, ou também o possível terreno alóctone Oaxaquia, do sul do México (**Figura 141**, revisão recente em Cordani *et al.*, 2005). Na região Andina do Peru (ao sul da área de estudo) o Maciço de Arequipa apresenta idades metamórficas entre 0.97 e 1.2 Ga (Wasteneys *et al.*, 1995; Loewy *et al.*, 2004), e ao sudeste, na selva Amazônica do Peru, um maciço isolado apresenta rochas granulíticas com idade U/Pb em zircão convencional de 1140 ± 23 Ma (Dalmayrac *et al.*, 1988).

As idades Cambrianas e Neoproterozóicas requerem especial atenção. Neste intervalo de tempo as reconstruções paleogeográficas regionais associadas à configuração do supercontinente Gondwana, bem como o papel da proto-margem Andina, são muito complexas (Murphy *et al.*, 2004). Na margem ocidental do Cráton Amazônico, idades Neoproterozóicas são limitadas, e os orógenos Brasilianos são significativamente distantes para constituírem fontes importantes para esta extensa população detrítica (**Figura 140**, Tassinari *et al.*, 2000; Cawood *et al.*, 2003; Mapes *et al.*, 2004, 2005). No item seguinte (12.3), apresenta-se uma discussão pouco mais extensa sobre esta questão de proveniência.

Figura 141 Histograma de distribuio das idades U/Pb de cristalizao dos zirces detrticos dos metasedimentos do Complexo Maraon e de alguns dos domnios de embasamento Precambriano dos Andes Centrais e do Norte e do terreno Oaxaquia (Wasteneys et al., 1996, Keppie et al., 2003, Loewy et al., 2004, Cordani et al., 2005)

12.3 Considerações paleogeográficas

Nas reconstruções paleogeográficas do Cráton Amazônico a margem ocidental da Amazônia está ligada com Laurentia e Báltica depois das fases finais da colisão continental Grenvilliana (Hoffman, 1991). Esta configuração é mantida estável até a separação destes fragmentos continentais e formação dos oceanos Iapetus e Tornquist entre 570-550 Ma (**Figura 142**; Cawood *et al.*, 2001; Kinny *et al.*, 2003; Meer & Lieberman, 2004).

Na Laurentia e na Báltica a margem continental passiva é transformada numa margem continental ativa a 490 Ma e 550-560 Ma respectivamente (Van Staal, 1998; Cocks & Torsvik, 2005). Já na Amazônia as bacias de foreland Fanerozóicas cobrem vestígios de seqüências sedimentares formadas durante o rifteamento e fragmentação de Rodínia (Cawood, 2005). Ao sul, nos Andes Peruanos, o terreno Arequipa-Antofalla, acrescido à Amazônia durante o Mesoproterozóico, apresenta vestígios de uma margem ativa no Ordoviciano Inferior (Loewy *et al.*, 2004), enquanto que nos Andes Argentinos a margem passiva Neoproterozóica do Cráton Rio de La Plata é invertida a 530 Ma (Rappela, 2000).

Associado às diferentes fases deste processo extensional de rifteamento, na Laurentia têm sido citados granitóides do Tipo-A formados nos intervalos entre 765-680 Ma e 620-550 Ma (revisão em Tollo *et al.* 2004), que poderiam prover zircão para uma bacia sedimentar mais nova. No mesmo contexto temporal e espacial, terrenos exóticos nos Apalaches e na Europa Oriental registram a evolução tectônica de uma série de arcos magmáticos continentais e intra-oceânicos Neoproterozóicos e Cambrianos que teriam interagido com diferentes segmentos da margem continental do Gondwana até o Paleozóico Inferior, quando deixaram a margem continental para formar o oceano Rheic (revisão em Nance *et al.*, 2002, Murphy *et al.*, 2004). Desta série de terrenos, nas reconstruções do Neoproterozóico, Avalonia, Ganderia, Carolina e Ibéria têm sido posicionados próximos ao que seria o Cráton Amazônico na configuração de Gondwana, em função de características isotópicas e geocronológicas (Van Staal *et al.*, 1998; Ingle *et al.*, 2003; Murphy *et al.*, 2004; Hibbard *et al.*, 2005; Rogers *et al.*, 2006).

O ortogneise de Huánuco, com 615 Ma, poderia estar incluído neste contexto, e pode constituir uma das fontes diretas de zircão registradas nos Xistos de Huánuco e La Unión. As demais populações do Neoproterozóico Superior a Cambriano teriam relação com rochas não reconhecidas e poderiam constituir algumas das fontes para os zircões presentes nas unidades do Complexo Marañon. No caso da hipótese da associação com o magmatismo de rift de Iapetus, ao comparar com as datações de zircões detríticos em numerosas seqüências Paleozóicas da Laurentia, a representatividade desta fonte é mínima em comparação com a ampla distribuição da mesma no Complexo Marañon (Cawood e Nemchin, 2001, Bream *et al.*, 2004, Thomas *et al.*, 2004, Carter *et al.*, 2006).

Figura 142. Reconstruções paleogeográficas para o Neoproterozóico ao Ordoviciano Inferior, com ênfase final em América do Sul, e incluindo as diferentes margens do Cráton Amazônico. AC=Cráton Amazônico, RA= Rio Apa, WA=Cráton, West Africa, LP=Cráton Rio de La Plata, P=Pampia, A=Arequipa, PC=Precordillera, BA=Báltica, LA=Laurentia. Em vermelho a Proto-Margem dos Andes Peruanos. (Modificada de Cawood et al., 2001, Murphy et al., 2004, Cordani et al., 2005).

Ao avaliar o registro magmático em alguns dos terrenos Avalonia-Cadomia e das seqüências sedimentares associadas (Keppie *et al.*, 1998; Ingle *et al.*, 2003; Gutierrez-Alonso *et al.*, 2003; Collins e Buchan, 2004; Murphy *et al.*, 2004b; Reusch *et al.*, 2004; Carter *et al.*, 2006; Rogers *et al.*, 2006), o registro dos zircões do Complexo Marañon é diretamente comparável (**Figura 143**). As abundantes fontes detríticas Neoproterozóicas a Cambrianas, bem como a existência de um magmatismo Neoproterozóico (Gnaiss de Huánuco) podem ser melhor identificadas com a existência de uma margem continental ativa, a qual poderia estar relacionada com uma separação tardia de Laurentia ou Báltica da Gondwana, ou com a proximidade dos terrenos Avalonia-Cadomia, ou inclusive com um padrão mais complexo de evolução da margem NW da Gondwana (ver **Figura 144**). Por exemplo, os terrenos Caparo e Mérida dos Andes Venezuelanos apresentam idades de

cristalização magmática no intervalo indicado, em consonância com esta interpretação (Ramos e Aleman, 2000).

Figura 143. Histograma de distribuio das idades U/Pb de cristalizao dos zirces detrticos dos metasedimentos do Complexo Maraon e de alguns dos terrenos afins com Avalnia e a margem NW da Gondwana. (Keppie et al., 1998, Egel et al., 2003, Gutirrez-Alonso et al., 2003, Collins e Buchan, 2004, Murphy et al., 2004b, Reusch et al., 2004, Carter et al., 2006, Rogers et al., 2006)

Figura 143. Continuação.

Figura 144. Reconstrução paleogeográfica Neoproterozóico –Cambriana com ênfase final na América do Sul, e incluindo as diferentes margens do Cráton Amazônico. AC=Craton Amazônico, RA= Rio Apa, WA=Craton West Africa, LP=Craton Rio de La Plata, P=Pampia, A=Arequipa, BA=Baltica, LA=Laurentia. Em vermelho a localização da proto-margem dos Andes Peruanos e em vermelho Avaloni-Cadomia (Modificadode Cawood *et al.*, 2001, Murphy *et al.*, 2004, Cordani *et al.*, 2005).

Outra questão controvertida na tectônica Paleozóica dos Andes Centrais é a possível fragmentação e dispersão de um fragmento continental Pre-Mesozóico da margem continental do Peru, o que tem sido várias vezes sugerido para a geologia Andina (Dalmayac *et al.*, 1988; Bahlburg, 1993). A migração deste terreno teria acontecido no Siluriano, com a instalação de uma margem passiva ao norte de Chile (Bahlburg & Hervé, 1997), onde se enquadra a área de estudo (**Figura 145**). O terreno Oaxaquia ao Sul do México é considerado por vários autores (por exemplo Ramos & Aléman, 2000) como sendo a parte que migrou, hoje faltante na América do Sul, na margem continental do Peru. Esta hipótese fundamenta-se no caráter juvenil das rochas plutônicas e vulcânicas Meso-Cenozóicas da Cordilheira Ocidental (Beckinsale *et al.*, 1985; Mukasa & Tilton, 1985; Mukasa, 1986; Soler & Rotach-Toulhoat, 1990a,b; MacFarlane *et al.*, 1990), que sugerem a ausência de embasamento nesta região ocidental (Ramos e Aleman, 2000, Haeberlin, 2002). Entretanto, os dados obtidos nesta pesquisa indicam continuidade na evolução geológica ao longo de todo o Paleozóico, pelo menos desde o Ordoviciano Inferior, e o desaparecimento do domínio de embasamento no segmento centro-norte da proto-margem Peruana poderia ter acontecido antes dessa época, portanto antes do começo da atividade tectono-magmática da região.

Num contexto regional, terrenos que constituem a Avalonia (Avalonia, Ganderia, Carolina) e a Ibéria, deixaram a margem Amazônica do Gondwana no Cambriano-Ordoviciano Inferior (Nance *et al.*, 2002, Keppie *et al.*, 2003).

Figura 145. Relação do microcontinente Oaxaquia com a proto-Margem continental dos Andes (modificado de Ramos e Aleman, 2000).

As fontes detríticas Neoproterozóicas-Cambrianas do Complexo Marañon têm idades comparáveis com as destes terrenos. Além disso, as semelhanças das faunas Ordovicianas do Peru com as que constituem Avalonia e Iberia (Gutierrez-Marco *et al.*, 2004), sugerem uma conexão física entre eles. Por outro lado, a relação de Oaxaquia com a margem Peruana (Ramos e Aleman, 2000) é mais ambígua, já que no embasamento desse terreno, e de suas coberturas Paleozóicas, não têm sido identificadas fontes com idade Neoproterozóica-Cambriana (Gillis *et al.*, 2005).

13 EVOLUÇÃO TECTÔNICA E CORRELAÇÕES INTER-REGIONAIS

A seguir são integrados os dados geológicos obtidos na presente pesquisa com o fim de identificar os aspectos principais da evolução tectônica, compreender o estilo orogênico que caracterizou cada uma de suas fases principais e estabelecer a comparação com outros orógenos contemporâneos localizados na margem Andina. A síntese estratigráfica dos eventos geológicos registrados no Pré-Mesozóico da Cordilheira Oriental e o Complexo Marañon da área de pesquisa são apresentados na **Figura 146** e a comparação com outros segmentos de embasamento da margem Andina é ilustrada na **Figura 147**.

Como foi indicado no capítulo 11.1, o Complexo Marañon na área de pesquisa pode ser subdividido em três unidades litoestratigráficas Paleozóicas (Ordoviciano, Siluriano, Permo-Carbonífero). Os metassedimentos investigados apresentam características geoquímicas, isotópicas e geocronológicas que sugerem formação na mesma margem continental, com características semelhantes às do Cráton Amazônico, mas com alguns componentes adicionais atípicos no contexto regional, como fontes Neoproterozóicas e Cambrianas).

13.1 Eventos tectônico pré-Silurianos

O embasamento mais antigo evidenciado por datação corresponde ao ortognaisse da unidade Gnaiss de Huánuco, com idade de cristalização Neoproterozóica, ao redor de 615 Ma, e que é também registrada em zircões detriticos de natureza original magmática (pelas suas razões U/Th ou Th/U e/ou estrutura interna dos cristais) dos Xistos de Huánuco e La Unión. O ciclo de caráter magmático estende-se aparentemente até o Cambriano, e marca a existência de uma margem continental ativa. Como foi discutido no capítulo anterior, essa fase tectônica poderia ter relação com a instalação de margem ativa neste segmento da proto-margem Andina, ou relacionada com alguns dos terrenos peri-Gondwânicos tipo Avalonia-Cadomia (**Figura 148**). Com efeito, o magmatismo aparentemente mais expressivo nesses terrenos aconteceu entre 660-570 Ma (Murphy *et al.*, 2004).

De um modo geral, nos domínios do embasamento Andino, os vestígios de atividade Neoproterozóica-Cambriana incluem o magmatismo e deformação dos terrenos Caparo-Merida na Venezuela (Ramos & Aleman, 2000), os eventos tectônicos iniciais do terreno Arequipa-Antofalla ao norte de Chile (Ramos, 2000), bem como a orogenia Pampeana relacionada com a acreção do terreno Pampia ao Cráton Rio de La Plata entre 530 e 510 Ma (Pankhurst & Rappela, 1998).

Figura 146. Síntese eventos geológicos registrados na Cordilheira Oriental na área de estudo.

Figura 147. Comparação dos eventos geológicos da área de estudo com outras regiões dos Andes (Fontes: Laubacher e Megard, 1985, Dalmayrac et al., 1988, Mukasa e Henry, 1990, Toussaint, 1992, Bahlburg e Herve, 1997, Haeberlin, 2002, Bahlburg et al., 2002, Loewy et al., 2004).

Figura 148. Dois possíveis esquemas de evolução tectônica do gnaiss e milonito de Huánuco, (a) entre 580 e 620 Ma existia uma margem ativa (associada a Avalonia), onde é emprazado o ortognaiss de Huánuco, esta margem ativa continua ate 480 Ma como o sugerem os numerosos zircões detríticos desta idade e a migração de Avalonia acontece em algum momento neste intervalo, (b) o rift entre a Laurentia e o W do Cratón Amazônico acontece entre 620-580 Ma e uma margem ativa é instalada. Ambos esquemas tem uma historia comum (C) a 480-460 Ma, quando é metamorfozizado o ortognaiss de Huánuco e é emprazado o granito milonítico.

Um evento tectono-magmático do Ordoviciano Inferior é revelado pelas idades metamórficas do ortognaiss de Huánuco (CM-80, com 480-460 Ma), assim como pelas idades de cristalização do granito milonítico CM-131A. A presença de um xenocristal Meosproterozóico no ortognaiss e as heranças do granito milonítico sugerem que estas rochas foram formadas num embasamento continental já evoluído. A importância regional deste evento tectono-magmático Ordoviciano encontra-se também muito bem representada nas idades U/Pb dos zircões detríticos das unidades mais jovens (Xistos de Huánuco e Xistos de La Unión). Entendemos que o ambiente tectônico do Ordoviciano deve ter tido relação com uma margem convergente, com a presença importante de eventos magmáticos

e metamórficos. Num contexto regional, este evento corresponderia à inversão da margem passiva formada após a separação da Avalonia, ou a mudanças do regime de subducção.

Granitóides sin e pos-tectônicos com idades de 472-460 Ma, intrusivos no embasamento Grenvilliano e também em possíveis seqüências sedimentares de margem passiva Neoproterozóicas-Cambrianas, assim como em seqüências molássicas Caradocianas da costa e cordilheira oriental do Sul do Peru (Dalmayrac *et al.*, 1988; Loewy *et al.*, 2004), correlacionam-se temporalmente com o evento tecno-metamórfico de milonitização registrado no Gnaiss de Huánuco (**Figura 147**). Nos Andes do norte (Equador, Colômbia e Venezuela) existem vestígios de um extenso magmatismo de arco no Paleozóico Inferior (Andes Mérida e Andes Colombianos), que supostamente incluem uma fase deformacional no Ordoviciano Inferior (Ramos & Aleman, 2000). Além disso, nos Andes Chilenos e Argentinos, registram-se extensos episódios magmáticos continentais entre 500 e 450 Ma, tais como os do cinturão orogênico da Famatina, e da Faixa eruptiva da Puna (Bahlburg & Hervé, 1997; Pankhurst & Rappela, 1998; Ramos, 2000). No segmento mais a norte da mesma região, ao redor de 465 Ma, ocorre a inversão de uma bacia de back-arc (Bahlburg & Hervé, 1997; Ramos, 2000).

13.2 Evolução geológica Siluro-Devoniana

Um novo ciclo de sedimentação e deformação é registrado na evolução geológica dos Xistos de Huánuco. Temporalmente, é delimitado pelas idades dos zircões detríticos mais novos, de aproximadamente 450 Ma, e pelas idades aproximadas para o metamorfismo, de 420 Ma. Como foi indicado no capítulo de Geoquímica, os protólitos sedimentares desta unidade incluem fontes derivadas do retrabalhamento de um embasamento com extensa história crustal, assim como outras fontes com características afins a um arco magmático intermediário a félsico. Os valores de ϵ_{Nd} negativos (-7.3 a -12.5), calculados para a idade de sedimentação (~430 Ma), assim como as idades modelo Sm-Nd Paleoproterozóicas, entre 1.7 e 2.1 Ga, são claros indicadores de um embasamento continental com uma longa história crustal. Além disso, existe o registro de um vulcanismo com características geoquímicas e isotópicas típicas de sistemas de arco magmático continental, numa posição de retroarco (ϵ_{Nd} de -2.73 a 5.9), em ambiente tectônico de margem continental ativa (Wilson, 1989).

A inversão tectônica da bacia sedimentar precursora, e o metamorfismo associado, apresentam idades mínimas de 420 Ma. As características petrológicas do metamorfismo indicam condições entre as fácies xisto verde e anfibolito, bem como vestígios de uma trajetória horária e tipo bórico de média pressão, afins com um significativo espessamento

crustal. A existência de zircões detríticos com idades contemporâneas a este ciclo de sedimentação e deformação, nas rochas mais jovens de La Unión, sugerem que as unidades tectono-magmática Siluro-Devonianas possuíam grande extensão regional. A presença de zircões Neoproterozóicos e Ordovicianos sugerem retrabalhamento dos orógenos previamente formados.

Unidades tectônicas relacionadas a uma evolução orogênica Siluriana a Devoniana, enquadradas em contexto semelhante ao dos Xistos de Huánuco, são encontradas em outros segmentos Andinos (**Figura 147**):

(1), ao sul do Peru existem vestígios de um plutonismo com idades entre 440-390 Ma (Pitcher & Cobbing, 1985; Mukasa & Henry, 1990);

(2), a partir de 25° de latitude sul registra-se um evento de acreção de terrenos derivados da Laurentia (Cuyania e Chilenia), com idades entre 440 Ma e 390 Ma (Ramos, 2000);

(3), nos Andes Colombianos e Venezuelanos existem vestígios de magmatismo Siluriano a Devoniano, assim como uma fase de deformação contemporânea (Toussaint, 1992);

(4), no Peru, registra-se uma deformação com esta idade para rochas sedimentares do Ordoviciano e Devoniano da Cordilheira Oriental (Laubacher & Megard, 1985).

Em contraste, no norte de Chile e Argentina é sugerida a existência de uma fase de margem passiva entre o Siluriano e o Devoniano (Bahlburg & Hervé, 1997).

13.3 Evolução geológica Permo-Carbonífera

As rochas do Grupo Ambo, com fósseis do Carbonífero Inferior (360-330 Ma, Dalmayrac, 1986), e depositadas em inconformidade sobre os Xistos de Huánuco, apresentam indicações geoquímicas de reciclagem crustal, e de retrabalhamento desses xistos. Uma atividade vulcânica intermediária a ácida está registrada nos níveis superiores do Grupo Ambo (Dalmayrac *et al.*, 1988). Ao mesmo tempo em que sedimentação ocorria nesta unidade, observa-se uma atividade plutônica regional, com idades K-Ar entre 300-360 Ma (idades dos Granitóides de Huánuco e Ambo), com evidências geoquímicas afins com arco vulcânico do tipo Andino, e valores diferentes de ϵ_{Nd} em duas amostras analisadas (1.9 e -3.2), que confirmariam mistura de material crustal com material juvenil.

A sedimentação e o metamorfismo dos Xistos de La Unión, localizados numa posição mais ocidental, são posteriores à sedimentação do Grupo Ambo. Os zircões detríticos mais novos, com idades de 330-317 Ma, e as idades metamórficas próximas de 300 Ma delimitam a evolução tectônica da bacia, que possui um extenso magmatismo básico, formado em

ambiente distensivo continental. A sedimentação se caracteriza por fontes félsicas de ambiente continental e estaria associada ao retrabalhamento de seqüências supracrustais, contendo elementos de arco continental félsico a intermediário. Como já foi indicado, essas fontes são semelhantes às reconhecidas nos Xistos de Huánuco. As características isotópicas do Nd, com valores de ϵ_{Nd} sempre negativos, entre -7.1 e -13.2, indicam derivação de um embasamento continental evoluído e com longa história de diferenciação crustal. Os zircões detriticos desta unidade apresentam idades Carboníferas, Ordovicianas e Silurianas que sugerem a erosão a partir de arcos magmáticos do Paleozóico Inferior, aliada ao retrabalhamento dos orógenos previamente formados.

A inversão e deformação desta bacia está associada a metamorfismo de média pressão que só atinge a fácies xisto verde. Este mesmo evento deformacional é registrado nos Xistos de Huánuco pela formação de uma clivagem de crenulação, que gerou abertura e rejuvenescimento dos sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar. A distribuição localizada do metamorfismo dos Xistos de La Unión, bem como a ausência de deformação penetrativa nas rochas do Grupo Ambo, sugerem que a compressão foi absorvida na área de fraqueza associada à formação da bacia sedimentar. De acordo com vários autores (Vauchez *et al.*, 1998; Thompson *et al.*, 2002; Stipska *et al.*, 1997), a instalação de anomalias termais em áreas de rift, retro-arco e intra-arco poderia produzir áreas nas quais irá concentrar-se posteriormente a deformação.

Elementos comparáveis com a dinâmica aqui observada para o Grupo Ambo e os Xistos de La Unión incluem as relações regionais discordantes entre as seqüências Carboníferas e Permianas, a deformação das seqüências do Carbonífero e do Permiano Inferior ao longo de um cinturão de 80 Km x 150 Km no Sul do Peru (Laubacher & Megard, 1980), assim como a existência de unidades magmáticas e bacias sedimentares Carboníferas em outros segmentos da Cordilheira Oriental, com afinidades de arco (**Figura 147**, Zapata *et al.*, 2005).

Nos Andes do Norte são detectadas evidências de uma importante fase tectono-magmática Carbonífera a Permiana, provavelmente associada com acreção (Ramos & Aleman, 2000, Vinasco *et al.*, 2006). As seqüências do Paleozóico Inferior da Cordilheira Oriental Boliviana também apresentam idades de deformação entre 290 e 320 Ma (Jacobshagen *et al.*, 2002). No Chile, a deformação do Paleozóico superior caracteriza-se pelo dobramento de algumas seqüências turbidíticas durante o Carbonífero Superior, pela intrusão de granitos pos-tectônicos no Permiano Inferior, assim como pela formação de complexos metamórficos de subducção-acreção (**Figura 147**, Bahlburg & Hervé, 1997). Mais ao sul, nos Andes Argentinos, a orogenia *San Rafaelica*, de idade Permiana, está associada a uma fase de dobramento e empurrões (Ramos, 2000).

13.5 Síntese da evolução tectônica regional

A evolução geológica descrita para as diferentes unidades do Complexo Marañon inclui a sucessão de diferentes fases de sedimentação, magmatismo e deformação na mesma margem continental, onde acontece o retrabalhamento de orógenos previamente formados em processos anteriores. A assinatura geoquímica das rochas metassedimentares de La Unión e Huánuco e dos granitos Paleozóicos analisados; as características das rochas metabásicas destas duas unidades; os zircões detriticos com idades relativamente próximas à sedimentação; tudo isto tem afinidade com um ambiente tectônico de arco continental. Os protólitos das rochas metabásicas, cuja geoquímica indica formação durante regimes distensivos, com presença de material juvenil, estariam associados à formação de bacias de retro-arco ou intra-arco numa margem do tipo Andino.

Dessa forma, a evolução tectônica registrada na Cordilheira Oriental apresenta características de uma margem continental ativa, e a análise de proveniência das unidades do Complexo Marañon, não se coaduna com a possível existência de componentes exóticos maiores (terrenos continentais ou domínios oceânicos acrescidos), como ocorre em outras partes da Cordilheira Andina. Portanto, a sucessão de ciclos de extensão, magmatismo e metamorfismo manteria relação fundamental com a continuidade da dinâmica de subducção entre margem continental e placa oceânica. A **Figura 149** apresenta um esquema possível para a evolução tectônica dos Xistos de Huánuco e os Xistos de La Unión, interpretado segundo a idéia de alternância de ciclos de extensão e deformação, numa margem continental ativa. Neste esquema, além da especulação a respeito dos possíveis arcos magmáticos do Neoproterozóico e do Ordoviciano, as bacias do Siluriano ao Permiano são relacionadas com magmatismo de arco. Além disso, a fase extensional de intra ou retro-arco, identificada nas rochas metabásicas, é atribuída a ciclos de retrocesso da trincheira oceânica, que poderiam ser causados por: (1), consequência da diminuição na taxa de convergência em relação à subducção; (2), aumento do ângulo de subducção; ou (3), convergência oblíqua permitindo a formação de bacias de pull-apart com magmatismo básico associado (Jarrard, 1986, Charvet e Ogava, 1994, Herve *et al.*, 1995, Kay *et al.*, 1999, Collins, 2002a,b, Stern, 2002). Quanto aos episódios deformacionais, poderiam ser causados ao aumento nas taxas de convergência das placas, à mudança do ângulo de subducção, à mudança relativa dos vetores de convergência, ou à subducção de uma placa mais espessa (Herve *et al.*, 1995, Collins, 2002a,b). Nos regimes tectônicos de margem ativa, a proximidade do manto na fase extensional tende a aquecer e debilitar a litosfera, e a deformação se concentra nos segmentos de maior extensão e afinamento crustal (Hyndman *et al.*, 2002).

Figura 149. Esquema de evolução tectônica entre a formação dos xistos de Huánuco e os Xistos de La Unión. A. Formação dos protólitos dos Xistos de Huánuco num ambiente de arco, B. Inversão da bacia e metamorfismo. C. Granitogênese Carbonífera e sedimentação do Grupo Ambo, D. Retrocesso da fossa e formação dos protólitos dos Xistos de La Unión, E. Metamorfismo dos xistos de La Unión. (Modificado de Collins, 2002b).

Os ciclos intermitentes de extensão e compressão são comuns nos Andes (Kay & Mpodozis, 2001), e também em orógenos Paleozóicos, como o "Lachlan fold and thrust belt" (Collins, 2002a), onde constituem uma classe orogênica denominada "orógeno extensional acrecional".

A evolução dos ciclos de sedimentação, magmatismo e metamorfismo do Paleozóico Inferior (Ordoviciano Inferior e Siluriano) e do Carbonífero da Cordilheira Oriental do Peru, pode ser incluída na macro-unidade geotectônica "Terra Australis" (Cawood, 2005; **Figura 150**).

Figura 150. Orógeno Terra Australis incluindo os domínios de embasamento ou terrenos Pré-Mesozóicos dos Andes e o Complexo Marañón (modificado de Cawood, 2005). M: Mérida, A-A: Arequipa-Antofalla, Ch: Chilenia, C: Precordillera, SP: Sierras Pampeanas, Pt: Patagonia, Sa: Cinturão Saldania.

Este orógeno ocupa toda a extensa margem continental do Gondwana, formada pela fragmentação do supercontinente Rodinia, e resulta da interação dessa margem com os oceanos Pacífico e Iapetus até o Paleozóico Superior. Nesta margem ativa, são indicadas por vários autores (Pankhurst & Rappela, 1998; Cawood, 2005; Cordani *et al.*, 2005) fases tectônicas diacrônicas e independentes de acreção de domínios intra-oceânicos, re-incorporação de terrenos continentais, e atuação de processos tectono-magmáticos associados à subducção das placas oceânicas. A fase deformacional Permiana, identificada nos Xistos de La Unión, extensivamente desenvolvida também ao longo de toda a proto-margem Andina, enquadra-se no contexto final de aglutinação da Pangea, e inclui dois estilos orôgenicos diferentes, um deles relacionado à dinâmica da subducção oceano-continente, e outro relacionado às diversas colisões do Gondwana com a Laurentia, com a Patagônia, e com outros terrenos menores (Ramos, 1988, 2000; Cawood *et al.*, 2000; Cordani *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Vinasco *et al.*, 2006).

13.6 O início da Orogenia Andina

O fim da evolução orogênica Paleozóica no Peru e na proto-margem Andina está caracterizado por um contexto extensional entre o Permiano Superior e o Jurássico, e inclui a formação de bacias sedimentares com altas taxas de subsidência, o depósito de seqüências molássicas e capas vermelhas, assim como extenso magmatismo bimodal incluindo basaltos alcalinos e granitóides tipo-S (Ramos, 2000; Franzese e Spalletti, 2001, Sempere *et al.*, 2002). Estes fenômenos tectônicos relacionam-se com a diminuição da velocidade de convergência de placas, que favorece o colapso do orógeno do Paleozóico Superior, assim como o início dos processos maiores extensionais, de rifteamento e fragmentação da Pangea (Ramos & Kay, 1991).

Um dos granitóides de idade de cristalização Triássica Inferior (240 Ma) que foi caracterizado na pesquisa, apresenta caráter isotópico juvenil, praticamente sem contaminação crustal [$^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}$ (T) = 4.0], e sua origem deve estar relacionada com o regime extensional que permitiu a rápida colocação de magmas com pouca contaminação. É provável que o alto fluxo termal associado a este evento tenha gerado a abertura dos sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar em alguns dos Xistos de Huánuco. No Jurássico Médio começa uma nova fase de subducção (Jaillard *et al.*, 2000), já relacionada com o Ciclo Andino, e que na área de pesquisa está representada pelas ocorrências locais de rochas granitóides datadas do meso-Cenozóico (idades de 200 Ma e de 37 Ma), as primeiras a serem citadas para a Cordilheira Oriental do Peru.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, C. J., MAAS, R., 2004. Age/isotopic characterization of the Waipapa Group in Northland and Auckland, New Zealand, and implications for the status of the Waipapa Terrane. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* **47**, 173-187.
- ADAMS, C. J., GRAHAM, I. J., JOHNSTON, M. R., 1999. Age and isotopic characterisation of geological terranes in Marlborough Schist, Nelson/Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* **42**, 33-55.
- ALLEGRE, C. J., MINSTER, J. F., 1978. Quantitative models for trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters* **38**, 1-25.
- ALLENDE, T., 1996, Geología del cuadrángulo de San Pedro de Chonta (hoja 18-j): Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín Serie A, Carta Geológica Nacional, v. 68, 218 p.
- ARNDT, N. T. & GOLDSTEIN, S. L., 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology* **15**, 893-895.
- ASIEDU, D. K., DAMPERE, S. B., ASAMOAH-SAKYI, P., BANOENG-YAKUBO, B., OSAE, S., NYARKO, B. J. B., MANU, J., 2004. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: Implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochemical Journal* **38**, 215-238.
- AUGUSTSSON, C., BAHLBURG, H., 2003. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediment in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'-48°30'S). In McCann, T., Saintott, A (eds) Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. *Geological Society of London, Special Publications* **208**, 253-268.
- AUMAITRE, R., GRANDIN, G., GUILLON, J-H., 1977. Données lithologiques et structurales relatives à un bloc précambrien surélevé de la Cordillère andine orientale (Pérou central). Les corps de roches ultrabasiques qui y sont présents. *Bulletin Société Géologique France* **29**, 983-989.
- BAHLBURG, H., 1993, Hypothetical southeast Pacific continent revisited: New evidence from the middle Paleozoic basins of northern Chile. *Geology* **21**, 909-912.
- BAHLBURG, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician foreland basin in the Puna of northwestern Argentina Puna. In: Pankhurst R. J., Rappela, C. W. (eds.) *Geological Society of London Special Publication* **142**, 127-142.
- BAHLBURG, H., HERVE, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* **109**, 869-884.
- BARANZAGI, M., ISACKS, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology* **4**, 686-692.
- BASEI, M. A. S. ; SIGA JUNIOR, O. ; SATO, K. ; SPROESER, W. M. 1995. A instalação da metodologia U-Pb na universidade de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **67**, 221-237.

- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNESTETTER, M., 1979. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc-tholeites: application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences* **16**, 1874-1882.
- BENAVIDES-CÁCERES, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. In: Skinner, J.- (ed) *Geology and Ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geologist, Special Publication 7*, 61-107.
- BHATIA, M., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology* **91**, 611-627.
- BHATIA, M., CROOK, K. A W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **92**, 181-193.
- BLUNDY, J. D., HOLLAND, T. J. P., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy Petrology* **104**, 208-224.
- BOCK, B., MCLENNAN, S. M., HANSON, G. N., 1994. Rare element redistribution and its effects on the neodymium isotope system in the Austin Glen Member of the Normanskill formation, New York, USA. *Geochemica et Cosmochemica Acta* **58**, 5245-5253.
- BOCK, B., MCLENNAN, S. M., HANSON, G. N., 1998. Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology* **45**, 635-655.
- BOCK, B., BAHLBURG, H., WORNER, G., ZIMMERMANN, 2000. Tracing crustal evolution in the southern central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical and Nd and Pb isotope data. *The Journal of Geology* **108**, 515-535.
- BONJOUR, J-L., DABERD, M. P., 1991. Ti/Nb ratios of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance. *Chemical Geology* **91**, 257-267.
- BREAM, B. R., HARTCHER, R. D., MILLER, C. F., FULLAGAR, P. D., 2004. Detrital zircon ages and Nd isotopic data from the Southern Appalachian crystalline core, Georgia, South Carolina, North Carolina and Tennessee: New provenance constraints for part of the Laurentian Margin. *Geological Society of America Memoir* **197**, 459-474.
- BROWN, E. H., 1977. The crossite content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology* **18**, 53-72.
- BROWN, M., 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society* **150**, 227-241.
- BROWN, M., 1998. Unpairing metamorphic belts: P-T paths and a tectonic model for the Ryoke Belts, southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 3-22.
- BROWN, M., 2001. From microscope to mountain belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens. *Journal of Geodynamics* **32**, 115-164.
- BUCHER, K., FREY, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag. Berlin. 318 p.

- BURKHARD, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology* **15**, 351-368.
- CABANIS, LECOLLE, M., 1989. Le diagramme La/10-Y715-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus Academies Sciences Paris, Serie II*, 2023-2029.
- CALDAS, J., 1979. Complejo Metamórfico de Illescas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* **63**, 217-235.
- CARLIER, G., 1983. Metamorfismo, magmatismo y tectónica en la Cordillera Oriental del Perú (Sector Huancapallac) *Relaciones Cronológicas* **70**, 1-12.
- CARLIER, G., GERANDIN, G., LAUBACHER, G., MAROCCO, R., MEGARD, F., 1982. Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Perú. *Earth Science Reviews* **18**, 253-283.
- CARTER, B. T., HIBBARD, J. P., TUBRETT, M., SYLVESTER, P., 2006. Detrital zircon geochronology of the Smith River Allochthon and Lynchburg Group, southern Appalachians: Implications for Neoproterozoic-Early Cambrian paleogeography. *Precambrian Research* **147**, 279-304.
- CATHELIN, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clays Minerals* **23**, 471-485.
- CAWOOD, P. A., MCCAUSLAND, P. J. A., DUNNING, G. R., 2001. Opening Iapetus: constraint from the Laurentian margin in New Foundland. *Geological Society of America Bulletin* **113**, 443-453.
- CAWOOD, P., NEMCHIN, A. A., FREEMAN, M., SIRCOMBE, K., 2003. Linking source and sedimentary basin; detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters* **210**, 259-268.
- CAWOOD, P. A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews* **69**, 249-279.
- CHARVET, J., OGAWA, Y., 1994. Arc-trench tectonics. In P.L. Hancock (Ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, 181-199.
- CHEW, D., SCHALTEGGER, U., KOSLER, J., FONTIGNIE, D., SPIKINGS, R., MISKOVIC, A., 2005. Evolution of the Gondwanan margin of the northern Andes. *3rd Swiss Geoscience Meeting*, Zürich.
- CLAUER, N., CHAUDURI, S., 1999. Isotopic dating of very low-grade meta-sedimentary and meta-volcanic rocks. Methods and techniques. In: Frey, M., Robinson, D. (ed), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell-Science. 202-226.
- CLIFF, R. A., 1985. Isotopic dating of metamorphic belts. *Journal of the Geological Society of London* **142**, 97-110.

- COBBING, E. J., SANCHEZ, A. W., 1996a. Mapa geológico del cuadrángulo de La Unión, 20J. INGEMMET, Perú.
- COBBING, E. J., SANCHEZ, A. W., 1996b. Mapa geológico del cuadrángulo de Yanahuanca, 21J. INGEMMET, Perú.
- COCKS, R. L., TORSVIK, T. H., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth Science Reviews* **72**, 39-66.
- COLLINS, W. J., 2002a. Nature of extensional accretionary orogens. *Tectonics* **21**, 6-12.
- COLLINS, W. J., 2002b. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology* **30**, 535-538.
- COLLINS, A., BUCHAN, C., 2004. Provenance and age constraint of the South Stack Group, Anglesey, UK: U-Pb SIMS detrital zircon data. *Journal of the Geological Society of London* **161**, 743-746.
- CONDIE, K., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* **104**, 1-37.
- CONDIE, K., 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth-Heinemann. Fourth Edition. 288p.
- CONDIE, K. C., WRONKIEWICZ, 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth and Planetary Science Letters* **97**, 256-267.
- CORDANI, U.G., SATO, K., TIEXEIRA, W., TASSINARI, C. C. G. AND BASEI, M. A S., 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: *Tectonic evolution of South America*. Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, A, Campos, D. A (eds). Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 19-40.
- CORDANI, U. G., D'AGRELLA-FILHO, M.S., BRITO-NEVES, B. B., TRINDADE, R. I. F., 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova* **15**, 350-359.
- CORDANI, U.G., CARDONA, A., JIMENEZ, D., LIU, D., NUTMAN, A.P., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: tectonic history of remnants from a fragmented grenville belt. In: Vaughan, A. P. M., Leat P. T., Pankhurst, R. J. (eds), Terrane Processes at the pacific margin of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publication* **246**, 329-346.
- CULLERS, R. L., BOCK, B., GUIDOTTI, CH, 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 1847-1861.
- DAHL, P. S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 3687-3700.
- DALMARYAC, B., 1986. *Estudio geológico de la Cordillera Oriental región de Huanuco*. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. 142 p

- DALMARYAC, B., LAUBACHER, B., MAROCCO, R., 1988. Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín* **12**, 313p.
- DALLMAYER R. A., TAKASU, A., 1992. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital muscovite and whole-rock slate/phyllite, Narragansett Basin, RI-MA, USA; implications for rejuvenation during very low-grade metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 515-527
- DALZIEL, I. W., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, and environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin* **109**, 16-42.
- DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S., 1990. Derivation of slab arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* **347**, 662-665.
- DE LA CRUZ, J., VALENCIA, M., 1996. *Mapa geológico del cuadrángulo de Panao*. 20L. INGEMMET, Peru.
- DE PAOLO, D. J., 1988. Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 263-271.
- DE PAOLO, D.J., A.M. LINN, AND G. SCHUBERT, 1991. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern U.S. *Journal of Geophysical Research* **96**, 2071-2088.
- DEMPSTER, T. J., BLUCK, B. J., 1995. Regional metamorphism in transform zones during supercontinent breaku: Late Proterozoic events of the Scottish Highlands. *Geology* **23**, 991-994.
- DIAZ-MARTINEZ, E., 2000. Paleozoic evolution of the Central Andes a non-accretionary model for Gondwana Active margin. *5th International Symposium of Andean Geodynamics*. Toulouse, 16-18 September. 183-186.
- DICKIN, A. P., 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 490 p.
- DICKIN, A P., 2000. Crustal formation in the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37**, 165-181.
- DICKINSON, W.R., AND GEHRELS, G.E., 2003, U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolianite sandstones of the Colorado Plateau, USA: Paleogeographic implications. *Sedimentary Geology* **163**, 29-66.
- DICKINSON, W.R; BEARD, L.S.; BRAKENRIDGE, G.R.; EVAJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDBERG, F.A.; RYBERG, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of American Bulletin* **94**, 222-235
- DURNEY, D.W. KISCH, H.J., 1994. A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. *Journal of Australian Geology and Geophysics* **15**, 257-295.
- EGENHOFF, S. O., LUCASSEN, F., 2003. Chemical and isotopical composition of Lower to Upper Ordovician Sedimentary rocks (Central Andes/South Bolivia): Implications for their source. *The Journal of Geology* **111**, 487-497.

- ELLIOT, W.C., ARONSON, J.L., MATISOFF, G., GAUTIER, D.L., 1991. Kinetics of the smectite to illite transformation in the Denver Basin: clay mineral, K-Ar data, and mathematical model results. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **75**, 436-462.
- ENGLAND, P.C., RICHARDSON, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society* **134**, 201-213.
- ENGLE, S., MUELLER, P. A., HEATHERINGTON, A. L., KOZUCH, M., 2003. Isotope evidence for the magmatic and tectonic histories of the Carolina terrane: implications for stratigraphy and terrane affiliation. *Tectonophysics* **371**, 187-211.
- FAURE, G., 1986. *Principles of Isotope geology*. John Wiley & Sons. 589 p.
- FEDO, C. M., SIRCOMBE, K. N., RAINBIRD, R. H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In Hanchar, J. M., Hoskin (eds) Zircon. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 277-303.
- FERRILL, D. A., 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *Journal of Structural Geology* **13**, 667-675.
- FERRY, J. M., SPEAR, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **66**, 113-117.
- FERNANDEZ-SUAREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., JENNE, G. A., TUBRETT, M. N., 2000. New ideas on the Proterozoic-Early Paleozoic evolution of NW Iberia. *Precambrian Research* **102**, 185-206.
- FERSHATER, G. B., 1990. An empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geochemistry International Review* **27**, 20-27.
- FLOYD P.A., LEVERIDGE, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London* **144**, 531-542.
- FLOYD, P. A, WINCHESTER, J. A, PARK, R. G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research* **45**, 203-214.
- FLOYD, P. A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B. E., FRANKE, W., 1991a. Geochemistry and provenance of Rhenohercynina synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: Morton, A. C., Todd, S. P., Haughton, P. D. W., Developments in sedimentary provenance studies. *Geological Society Special Publications* **57**, 173-188.
- FLOYD, P. A., KELLING, G., GOKCEN, S. L., GOKCEN, N., 1991b. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic melange, south Turkey. *Chemical Geology* **89**, 263-280.

- FLOYD, P. A., WINCHESTER, J. A., SESTON, R., KRYZA, R., CROWLEY, Q. G., 2000. Review of geochemical variation in Lower Paleozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. In: Franke, W., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), Quantification and modelling in the Variscan belt. *Geological Society, London, Special Publications* **179**, 155-174.
- FRANZESE, J. R., SPALLETTI, L. A., 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting, *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 257-270.
- GILLIS, R. J., GEHRELS, G. E., RUIZ, J., FLORES DE DIOS, L., 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian–Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology* **182**, 87-100.
- GOLDSTEIN, S. L., ARNDT, N. T., STALLARD, R. F., 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sn-Nd isotopes in Orinoco river sediments. *Chemical Geology* **139**, 269-284.
- GRAHAM, C. M., POWELL, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology* **2**, 13-31
- GRANDIN, G., NAVARRO, J., 1979. Las rocas ultrabasicas en el Peru, Las intrusiones lenticulares y los sills de la región de Huanuco-Monzon. *Boletín de la Sociedad Geológica del Peru* **63**, 99-115.
- GRANDIN, G., MENDOZA, J., MIRANDA, C., PORRAS, C., 1980. Estudio petrográfico de la serie metamórfica Precámbrica y de las rocas ígneas asociadas em el área de Huancapallac (Huanuco). *Boletín de la Sociedad Geológica del Peru* **67**, 53-63.
- GREEN, T. H., 1980. Island arc and continent building magmatism: a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* **63**, 367-385.
- GREEN, D.H., HELLMAN, P.L., 1982, Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressures, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos* **15**, 253-266.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., JEFFRIES, T. E., JENNER, G. A., TUBRETT, M. N., COX, R., JACKSON, S. E., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics* **365**, 221-232
- GUTIERREZ-MARCO, J. C., CARLOTTO, V., CARDENAS, J., FINNEY, S., RABANO, I., VILLAS, E., HERRERA, Z., 2004. Paleontología y rasgos paleogeográficos del Ordovícico del sur de Perú. XII *Congreso Peruano de Geología*. Resúmenes extendidos.
- HAEBERLIN, 2002. Geological and Structural Setting, Age, and Geochemistry of the Orogenic Gold Deposits at the Patate Province, Eastern Andean Cordillera, Peru. Unpublished PhD theses. Université de Genève. Online version
- HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O., 2003. Zircon. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 500p.
- HAMMARSTROM, J. M., ZEN, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical geobarometer. *American Mineralogist* **71**, 1297-1313.

- HAUGHTON, P. D. W., TODD, S. P., MORTON, A. C., 1991. Sedimentary provenance studies. In: Haughton, P. D. W., Todd, S. P., Morton, A. C. (ed), *Developments in sedimentary provenance studies. Geological Society Special Publications* **57**, 1-11
- HENRY, D. J., GUIDOTTI, C., V., Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implication for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* **90**, 316-328.
- HERRON, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of sedimentary Petrology* **58**, 820-829.
- HERVÉ, F., PANKHURST, R. J., DRAKE, R., BECK, M. E., 1995. Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* **8**, 33-46.
- HEY, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* **30**, 277-292.
- HIBBARD, J., MILLER, B., TRACY, R., CARTER, B., 2005. The Appalachian peri-Gondwanan realm: A paleogeographic perspective from the south. In Vaughan, A., Leat, P., & Pankhurst, R., (Eds.) *Terrane Processes at the Pacific Margin of Gondwana. Geological Society of London Special* **246**, 97-112.
- HODGES, K. V., 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist* **74**, 565-572.
- HODGES, K. V., SPEAR, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* **67**, 1118-1134
- HODGES, K. V., CROWLEY, 1985. Error estimation and empirical thermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist* **70**, 702-709
- HOFFMAN, P. A., 1991. Did the birth of North America turn Gondwana inside out?. *Science* **252**, 1409-1411.
- HOISCH, TH., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**, 225-234.
- HOLLISTER, L. S., GRISSOM, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H., SISSON, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* **72**, 231-239.
- HUNZIKER, J. C., 1986. The evolution of illite to muscovite; an example of the behaviour of isotopes in low-grade metamorphic terrains. *Chemical Geology* **57**, 31-40.
- HYNDMAN, R. D., CURRIE, C. A., MAZZOTTI, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA TODAY* **15**, 4-10.
- INGEMMET, 1996. Mapa geológico de Perú.
- IRELAND, T. R., WILLIAMS, I. S., 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. In: HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O. (Ed.): *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 215-242.

- JACAY, J., SANTOS, I., 1996, Geología del cuadrángulo de Singa (hoja 19-j): Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, *Boletín Serie A, Carta Geológica Nacional* **67**, 215 p.
- JACOBSSHAGEN, V., MÜLLER, J., WEMMER, K., AHRENDT, A., EMMANUIL, M., 2002. Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia, Central Andes. *Tectonophysics* **345**, 119-130.
- JAILLARD, E., HÉRAIL, G., MONFRET, T., DIAZ-MARTINEZ, E., BABY, P., LAVENU, A., DUMON, J. F., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: Cordini, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A., *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro 31st International Geological Congress. 481-559.
- JARRARD, R. D., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* **24**, 217-284.
- JOWETT, E. C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29). *Program with Abstracts* **16**, A62.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C., RAMOS, V.A., AND MUNIZAGA, F., 1991, Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S) Argentina, in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., eds., *Andean magmatism and its tectonic setting*: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* **265**, 113–137.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C., TITTLER, A., AND CORNEJO, P., 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review* **36**, 1079–1112.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C., COIRA, B., 1999, Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the central Andes (22°–33°S). In: Skinner, B., (Ed.) *Geology and ore deposits of the central Andes*. *Society of Economic Geology Special Publication* **7**, 27–59.
- KAY, S. M., MPODOZIS, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA TODAY* **11**, 5-9.
- KEPPIE, J. D., DAVIS, D. W., KROGH, T. E., 1998. U-Pb geochronological constraints on the precambrian stratified units in the Avalon Composite terrane of Nova Scotia, Canada: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* **35**, 222-236.
- KEPPIE, J. D., DOSTAL, J., CAMERON, K. L., SOLARI, L. A., ORTEGA-GUTIERREZ, F., LOPEZ, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research* **120**, 365-389
- KERR A.C.; ASPDEN J.A.; TARNEY J.; PILATASIG L. F., 2002. The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society* **159**, 577-594.
- KINNY, P. D., STRACHAN, R. A., KOCKS, H., FRIEND, C. R. L., 2003. U-Pb geochronology of late Neoproterozoic augen granites in the Moine Supergroup, NW Scotland: dating rift-related, felsic magmatism during supercontinent break-up?. *Journal of the Geological Society of London* **160**, 925-934.

- KOBE, H.W., 1986, Apuntes sobre el Paleozoico del Domo de Malpaso, Perú central: *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* **76**, p. 35-44.
- KOHN, M. J., SPEAR, F. S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolite, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist* **75**, 89-96.
- KNUDSEN, T. L., GRIFFIN, W. L., HARTZ, E. H., ANDRESEN, A., JACKSON, S. E., 2001. In situ hafnium and lead isotope analyses of detrital zircons from the Devonian sedimentary basin of NE Greenland: a record of repeated crustal reworking. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 83-94.
- KONTAK, D. J., CLARK, A. H., FARRAR, E., STRONG, D. F., 1985. The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor of the Andean orogeny. In Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., Beckinsale, R. D. (ed). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie & Son, London. 36-44
- KONTAK, D. J., CLARK, A. H., FARRAR, E., ARCHIBALD, D. A., BAADSGAARD, H., 1990. Late-Paleozoic-early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Peru: Geochronology and petrochemistry. *Journal of South American Earth Sciences* **3**, 213-230
- LAUBACHER, G., MÉGARD, F., 1985. The Hercynian basement: a review. In: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., Beckinsale, R. D. (Ed) *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie & Son, London. 29-35.
- LEE, J. K., WILLIAMS, I. S., ELLIS, D. J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature* **390**, 159-162.
- LINDEMANN, U., ROMER, R. L., 2002. The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization. *Tectonophysics* **352**, 33-64.
- LITHERLAND, M., ASPDEN, J. A., JEMIELITA, R. A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey, Keyworth, UK. *Overseas Memoir* **11**, 2 maps. 147 p
- LITHERLAND, M., ANNELLS, R. N., DARBYSHIRE, D. P. F., FLETCHER, C. J. N., HAWKINS, M. P., KLINCK, B. A., MITCHELL, W. I., O'CONNOR, E. A., PITFIELD, P. E., J., POWER, G., WEBB, B. C., 1989. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research* **43**, 157-174.
- LOEWY, S. L., CONNELLY, J. N., DALZIEL, I. W. D., GOWER, CH. F., 2003. Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics* **375**, 169-197.
- LOEWY, S. L., CONNELLY, J. N., DALZIEL, I. W. D., 2004. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin* **116**, 171-187.
- LUCASSEN, F., BECCHIO, R., WILKE, H. G., FRANZ, G., THIRLWALL, M. F., VIRAMONTE, J., WEMMER, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18-26°S)- a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* **13**, 697-715.

- LUCASSEN, F., TRUMBULL, R., FRANZ, G., CREIXELL, CH, VÁSQUEZ, P., ROMER, R. L., FIGUEROA, O., 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36–41°S). *Journal of South American Earth Sciences* **17**, 103-119.
- LUDWIG, K.J., 2003. *Isoplot. 3.00* Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4, 70 p.
- MACFARLANE, A. W., MARCET, P., LEHURAY, A. P., PETERSEN, U., 1990. Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Economic Geology*. **85**, 1857-1880.
- MACFARLANE, A. W., 1999. Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal source. In: Skinner, B. J. (Ed): *Geology and Ore deposits in the Central Andes. Economic Geology Special Publication Series 7*, 195-217.
- MACFARLANE, A. W., TOSDAL, R. M., VIDAL, C., PAREDES, J., 1999. Geologic and isotopic constraints on the age and origin of auriferous quartz veins in the Parcoy mining district, Patate, Perú. In Skinner, B. (ed), *Geology and Ore deposits in the Central Andes. Economic Geology Special Publication Series 7*, 267-279.
- MAPES, R., COLEMAN, D. 2004. How far do zircons travel? evaluating the significance of detrital zircon provenance using the modern Amazon river fluvial system. Rocky Mountain (56th Annual) and Cordilleran (100th Annual) Joint Meeting (May 3–5, 2004). Paper No. 32-8
- MAPES, R., COLEMAN, D., NOGUEIRA, A., 2005. Understanding zircon transport in the modern Amazon river. Cordilleran Section - 101st Annual Meeting. Paper No 37-3
- MASSONNE, H. J., SCHREYER, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 212-224.
- MASSONE, H. J., SZPURKA, Z., 1997. Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ e $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Lithos* **41**, 229-250.
- MARTINEZ, W., VALDIVIA, E., CUYUBAMBA, V., 1998, Geología de los cuadrángulos de Aucayacu, Rio Santa Ana y Tingo María (hojas 18-k, 18-l, 19-k): Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, *Boletín Serie A, Carta Geológica Nacional* **112**, 204 p.
- MCDUGALL, I., HARRISON, T. M., 1999. *Geochronology and thermochronology by the Ar/Ar method*. Oxford University Press. 269 p.
- MCLENNAN, S. M., 1989. Rare elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.
- MCLENNAN, S. M., TAYLOR, R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology* **99**, 1-21.
- MCLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., MCCOLLOUGH, M. T., MAYNARD, J. B., 1990. Geochemical Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica acta* **54**, 2015-2050.

- MCCLENNAN, S. M., HEMMING, S., MCDANIEL, D. K., HANSON, G. N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America, Special Paper* **284**, 21-40.
- MEER, J. G., LIEBERMAN, B. S., 2004. A paleomagnetic and palaeogeographical perspective on latest Neoproterozoic and early Cambrian tectonic events. *Journal of the Geological Society* **161**, 477-487.
- MÉGARD, F., 1979. Estudio geológico de los Andes del Peru Central. *Boletín Instituto geológico Minero y Metalúrgico* **8**, 227p.
- MÉGARD, F., 1987. Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean geology of North of the Arica elbow (18° S).. In: Monger, J. W.H., Fraancheteau (ed), Circum-Pacific orogenic belts and the evolution of the Pacific ocean basin. *American Geophysical Union, Geodynamic series* **18**, 71-95.
- MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* **56**, 207-218.
- MEZGER, K., ESSENE, E. J., HALLIDAY, A. N., 1992. Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters* **113**, 397-409.
- MOORES, E., TWISS, R. J., 1995. *Tectonics*. W. F. Freeman Ed. New York. 415p.
- MORI, P. E., REEVES, S., TEIXEIRA, C., HAUKKA, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociencias, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências* **29**, 441-446.
- MOURIER, T., LAJ, C., MÉGARD, F., ROPERCH, P., MITOUARD, P., FARFAN-MEDRANO, A., 1988. An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters* **88**, 182-192.
- MUKASA, S.B., TILTON, G.R., 1985. Pb isotope systematics as a guide to crustal involvement in the generation of the Coastal Batholith, Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J., Beckinsale, R.D., (Eds.) *Magmatism at a plate edge; the Peruvian Andes*. London, Blackie & Son. 235-238
- MUKASA, S., TILTON, 1986. Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin* **97**, 241-254.
- MUKASA, S. B., HENRY, D. J., 1990. The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism?. *Journal of the Geological Society* **147**, 27-39.
- MUNHA, J. M., TASSINARI, C. C. G., 1999. Modelos de difusão em termocronologia metamórfica: aplicação aos granitóides da serra dos órgãos, Rio de Janeiro, (Cinturão Ribeira, SE Do Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* **29**, 599-602.
- MURPHY, J. B., 2002. Geochemistry of the Neoproterozoic Metasedimentary Gamble Brook Formation, Avalon Terrane, Nova Scotia: evidence for a rifted-arc environment along the West Gondwana margin of Rodinia. *The Journal of Geology* **110**, 407-419.

- MURPHY, J. B., NANCE, R. D., 2002. Sm-Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. *Earth Science Reviews* **59**, 77-110.
- MURPHY, J. B., PISAREVSKY, S. A., NANCE, R. D., KEPPIE, D., 2004a. Neoproterozoic —Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections International. *Journal of Earth Sciences* **93**, 659-682.
- MURPHY, J. B., FERNANDEZ-SUAREZ, J., JEFFRIES, T., STRACHAN, 2004b. U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from Cambrian clastic rocks in Avalonia: erosion of Neoproterozoic arc along the northern Gondwanan margin. *Journal of the Geological Society* **161**, 243-254.
- MYASHIRO, A., 1994. *Metamorphic petrology*. Oxford University Press. 404p.
- NANCE, R., MURPHY, J. B., KEPPIE, J. D., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* **352**, 11-31.
- NEWELL X,D, CHRNIC B.J., ROBERTS T. G., 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America Memoir* **58**, 258 p.
- NOBLE, S. R., ASPDEN, J. A., JEMELITA, R., 1997. Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constrinst from Ecuador. *Geological Society of America Bullettin* **109**, 789-798.
- OXBURGH, E.R., TURCOTTE, D.L., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **54**, 641–662.
- PALACIOS, O., SHAW, R., SANCHEZ, J., PILATASIG, L., GORDON, D., 2004. Transición de los Andes Centrales a los Andes Del Norte: Nueva comprensión basada en reconocimiento de campo y análisis geoquímicos. *XII Congreso Peruano de Geología*. Resúmenes extendidos.
- PANKHURST, R., RAPPELA, C. W., 1998. The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publication* **142**, 383p.
- PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., FANNING, C. M., MÁRQUEZ, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* **76**, 235-257.
- PARRISH, R. R., NOBLE, S. R., 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by isotope dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). In: HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O. (Ed.): Zircon. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 183-214.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A, 1996. *Microtectonics*. Springer. 288p.
- PEARCE, J. A, 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (ed) *Andesites*. John Wiley & Sons. 525-548.
- PEARCE, J., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (ed) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shivas. 230-249.

- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956-983.
- PEARCE, J. A., CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* **19**, 290-300.
- PEARCE, J. A., NORRIS, 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **69**, 33-47.
- PEARCE, J. A., PEATE, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annual Reviews Earth and Planetary Science Letters* **23**, 251-285.
- PETFORD, N., ATHERTON, M. P., HALLIDAY, A. N., 1996. Rapid magma production rates, underplating and remelting in the Andes: isotopic evidence from northern-central Peru (9–11°S). *Journal of South American Earth Sciences* **9**, 69-78.
- PITCHER, W. S., COBBING, E. J., 1985. Phanerozoic plutonism in the Peruvian Andes. In Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., Beckinsale, R. D. (ed) *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie & Son, London. 19-25.
- QUISPE-SIVANA, L., 1996. Mapa geológico del cuadrángulo de Huanuco, 20K. INGEMMET, Peru.
- RAMOS, V., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* **11**, 168-174.
- RAMOS, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* **23**, 183-190.
- RAMOS, V., 2000. The Southern Central Andes. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A., *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro 31st International Geological Congress. 561-604.
- RAMOS, V.A., KAY, S. M., PAGE, R. Y. MUNIZAGA, F., 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **44**, 336-352.
- RAMOS, V., KEEPE, J. D., 1999. Laurentia-Gondwana connection before Pangea. *Geological Society of America. Special Paper* **336**, 276p.
- RAMOS, V., ALEMAN, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A., *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro 31st International Geological Congress. 635-685.
- RAPPELA, C. W., 2000. The Sierras Pampeanas of Argentina: Paleozoic building of the southern Proto-Andes. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, A., Campos, D. A. (eds). Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 381-387.
- RECHE, J., MARTINEZ, F. J., 1996. GPT: an excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Computers and Geosciences* **22**, 775-784.

- REYES, L., CALDAS, J., 1987. Geología de los cuadrángulos de: Las Playas 9c, La Tina 9d, Las Lomas 10c, Ayabaca 10d, San Antonio 10e, Chulucanas 11c, Morropon 11d, Huancabamba 11e, Olmos 12d, Pomahuaca 12e. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín* **39**, 83p.
- REUSCH, D. N., VAN STAAL, MCNICOLL, 2006. Detrital zircons and Ganderia's southern margin, coastal main. Geological Society of America Northeastern Section (39th Annual) and Southeastern Section (53rd Annual) Joint Meeting. Session 51, paper 4.
- ROGERS, N., VAN STAAL, MCNICOLL, V. , POLLOCK, J., ZAGOREVSKI, A., WHALEN, J., 2006. Neoproterozoic and Cambrian arc magmatism along the eastern margin of the Victoria Lake Supergroup: A remnant of Ganderian basement in central Newfoundland?, *Precambrian Research* **14**, 320-341.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman. UK. 352.
- ROSER, B. P., KORSCH, R. J., 1987. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* **67**, 119-139.
- ROSER, B. P., KORSCH, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology* **94**, 635-650.
- ROSER, B. P., NATHAN, S., 1997. An evaluation mobility during metamorphism of a turbidite sequence (Greenland Group, New Zealand). 134, 219-244.
- RUBATTO, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* **184**, 123-138.
- SACCANI, E., PHOTIADES, A., 2004. Mid-Ocean ridge and suprasubduction affinities in the Pindos Ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a fore-arc setting. *Lithos* **73**, 229-253.
- SACCANI, E., PADOA, E., PHOTIADES, A., 2003. Triassic mid-ocean ridge basalts from the Argolis Peninsula (Greece): new constraints for the early oceanization phases of the Neo-Tethyan Pindos basin. In: Dilek, Y., Robinson, P. T. (Eds.), Ophiolites in earth history. *Geological Society of London Special Publication* **218**, 109-127.
- SADOWSKY, G. R., BETTENCOURT, J. S., 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research* **76**, 213-227.
- SANCHEZ, A. W., 1995. Geología de los Cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande Chachapoyas, Rioja, Leymebamba y Bolívar. Boletín N°56. Carta Geológica Nacional.
- SATO, K., TASSINARI, C.C.G., KAWASHITA, K., PETRONILHO, L. 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. *Anais da Academia Brasileira das Ciências* **67**, 313-336.
- SAUNDERS, A. P., NORRY, M. J., TARNEY, J., 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace elements constraints. *Journal of Petrology*, Special Lithosphere issue, 415-445.

- SCHMIDT, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 304-310.
- SCHREIBER, D. W., FONTBOTÉ, L., LOCHMANN, D., 1990. Geologic setting, paragenesis, and physicochemistry of gold quartz veins hosted by plutonic rocks in the Pataz region. *Economic Geology* **85**, 1328-1347.
- SCHACKLETON, R. M., RIES, A. C., COWARD, M. P., COBBOLD, P. R., 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society of London* **136**, 195-214.
- SEMPERE, T., CARLIER, G., SOLER, P., FORNARI, M., CARLOTTO, V., JACAY, J., ARISPE, O., NÉRAUDEAU, D., CÁRDENAS, J., ROSAS, S., JIMÉNEZ, N., 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics* **345**, 153-181.
- SHERVAIS, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* **59**, 101-118.
- SOLER, P., ROTACH-TOULHOAT, N., 1990a. Implications of the time-dependent evolution of Pb and Sr-isotopic compositions of Cretaceous and Cenozoic granitoids from the coastal region and the lower Pacific slope of the Andes of Central Peru. En: Kay, S. M., Rapel, C. W. (Eds): Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America Special Paper* **241**, 161-172.
- SOLER, P., AND ROTACH-TOULHOAT, N., 1990b, Sr-Nd isotope comparisons of Cenozoic granitoids along a traverse of the central Peruvian Andes. *Geological Journal* **25**, 351-358.
- SOTO, J.I., SOTO, V.M., 1995. PTMafic (v. 2.0): Software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM or compatible computer. *Computers & Geosciences* **21**, 619-652.
- SPEAR, F., S., 1980. NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **72**, 33-81.
- SPEAR, F. S., 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America Monograph. Second printing. 799 p.
- STEIGER, R. H. JAGER, E. , 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359-362.
- STERN, R. A, 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: Cabri, L. J., Vaughan, Editors: *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Mineralogical Association of Canada Short Courses Series, 27, 241-268.
- STERN, R.J., 2002. *Subduction Zones*. Reviews of Geophysics **10**, 1029/2001RG000108
- STEINMANN, G., 1930. *Geología del Perú*. Heidelberg: Carl Winters universität buchhklung. 448p

- SUN, S., MCDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunderson, A. D., Norry, M. J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication* **42**, 313-345.
- ŠTÍPSKÁ, P., SCHULMANN, K., THOMPSON, A. B., JEŽEK, J. KRÖNER, A., 2001. Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics* **332**, 239-253.
- TALAVERA-MENDOZA, O., RUIZ, J., GEHRELS, G. E., MEZA-FIGUEROA, D. M., VEGA-GRANILLO, R., CAMPA-URANGA, M. F., 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* **235**, 682-699.
- TANKUT, A., GÜLEÇ, N., WILSON, M., TOPRAK, V., SAVAŞÇIN, Y., AKIMAN, O., 1998. Alkali Basalts From the Galatia Volcanic Complex, NW Central Anatolia, Turkey *Turkish Journal of Earth Sciences* **7**, 269-274.
- TASSINARI, C. C. G., MEDINA, J. G. C., PINTO, M. C. S., 1996. Rb-Sr And Sm-Nd Geochronology and Isotope Geochemistry of Central Iberian Metasedimentary Rocks (Portugal). *Geologie en Mijnbouw* **75**, 69-79.
- TASSINARI, C. G., BETTENCOURT, J. S., GERALDES, M. C., MACAMBIRA, M. AND LAFON, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: *Tectonic evolution of South America*. Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz, A, Campos, D. A (eds). Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress. 41-96.
- TATSUMI, Y., EGGINS, S., 1995. *Subduction zone magmatism*. Blackwell Science, U. K. 211p.
- TAYLOR, S. R., MACLENNAN, S. M., 1985. *The continental crust*. Blackwell, Oxford. 312p.
- TERA, F., WASSERBURG, G. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **14**, 281 -304.
- THOMAS, W., ASTINI, R., MUELLER, P. A., GEHRELS, G. E., WOODEN, J. L., 2004. Transfer of the Argentine Precordillera terrane from Laurentia: Constraints from detrital-zircon geochronology. *Geology* **32**, 965-968.
- THOMPSON, G., 1991. Metamorphic and Hydrothermal processes: basalt seawater interactions. In: Floyd, P. A. (Ed). *Oceanic Basalts*. Blackie. Glasgow. 148-173.
- THOMPSON, A.B., SCHULMANN, K., JEZEK, J., TOLAR, V., 2001. Thermally softened continental zones (arcs and rifts) as precursors to thickened orogenic belts. *Tectonophysics* **332**, 115-141.
- TOLLO, R. P., ALEINIKOFF, J. N., BARTHOLOMEW, M. J., RANKIN, D. W., 2004. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research* **128**, 3-38.
- TOUSSAINT, J. F., 1992. *Evolución geológica de Colombia. Precámbrico–Paleozóico*. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 129 p.

- UYEDA, S., 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology. *Tectonophysics* **81**, 133-159.
- VABRA, G., SCHMID, R., GEBAUER, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **134**, 380-404.
- VAN STAAL, C. R., DEWEY, J. F., MAC NIOCAILL, C., MCKERROW, W. S., 1998. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonide: history of a complex, west and southwest Pacific-Type segment of Iapetus. In: Blundell, D. J., Scott, A. C., (eds) *Lyell: the past is the key to the present. Geological Society of London, Special Publications* **143**, 199-242.
- VAN BAALEN, M. R., 1992. Titanium mobility in metamorphic systems: a review. *Chemical Geology* **110**, 233-249.
- VASCONCELOS, P.M., ONOE, A.T., KAWASHITA, K., SOARES, A.J., TEIXEIRA, W., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira das Ciências* **74**, 297-342.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A., BARRUOL, G., 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics* **296**, 61-86.
- VIDAL, C.E., PAREDES, J., MACFARLANE, A.W., ET TOSDAL, R.M., 1995. Geología y metalogénia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad: Lima, *Sociedad Geológica del Perú*, volumen jubilar A. Benavides, p. 351-377.
- VILLA, I., 1997. Isotopic Closure. *Terra Nova* **10**, 42-47.
- VINASCO, C. J., 2004. Evolução crustal e história dos granitóides Permo-Triássicos dos Andes do Norte. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 120p.
- VINASCO, C. J., CORDANI, U.G., WEBER, M., PELAEZ, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses. *Journal of South American Earth Sciences* **21**, 355-371.
- WASTENEYS, H. A., CLARK, A. H., FERRAR, E., LANGRIDGE, R. J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters* **132**, 63-73.
- WEBER, B., KÖHLER, H., 1999. Sm-Nd, Rb-S and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research* **96**, 245-262.
- WETHERHILL, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages I. *American Geophysical Union Transactions* **37**, 320-326.
- WILLIAMS, I. S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. McKibben, M.A., Shanks III, W. C. P., Ridley, W. I. (eds). *Reviews in Economic Geology* **7**, 1-35.
- WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Seventh reprinted. Chapman & Hall. 467p

- WILSON, J. J., REYES, L., 1964. Geología del cuadrángulo de Pataz. Carta geológica Nacional. 91p.
- WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology* **20**, 325-343
- WINCHESTER, J. A., MAX, M. D., LONG, C. B., 1987. Trace element correlation in the reworked Proterozoic Dalradian metavolcanic suites of the western Ox Mountains and NW Mayo inliers, Ireland. In: Pharaoh, T., Beckinsale, R. D., Rickard, D., Geochemistry and mineralization of Proterozoic Volcanic suites. *Geological Society of London, Special Publication* **33**, 489-502.
- WINDLEY, B. F., 1993. Uniformitarianism today: plate tectonics is the key to the past. *Journal of the Geological Society of London* **150**, 7-19.
- WOOD, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to the establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* **50**, 11-30.
- WÖRNER, G., LEZAUN, J., BECK, A., HEBER, V., LUCASSEN, F., ZINGREBE, E., ROSSLING, R., WILKE, H. G., 2000. Precambrian and early Paleozoic evolution of the Andean Basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences* **13**, 717-737.
- YARDLEY, B. W., 1989. *An introduction to metamorphic geology*. Longman Earth Science Series. 248p.
- ZAPATA, A., ROSELL, W., SANCHEZ, A., ALDANA, M., 2004. División Del Grupo Ambo en su localidad tipo (Tournosiano-Viseano). XII Congreso Geológico Peruano. *Resúmenes extendidos*, 560-563.
- ZAPATA, A., SÁNCHEZ, SANCHEZ, CARRASCO, S., CARDONA, A., GALDOS, J. H., CERRÓN F., SEMPERE, T., 2005. The Lower Carboniferous of the western edge of Gondwana in Peru and Bolivia: Distribution of sedimentary basins and associated magmatism. *6th International Symposium on Andean Geodynamics* (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, 817-820.
- ZAPATA, A., ROSSEL, W., ABARCA, F., em preparação. Mapa geológico del cuadrángulo de Ambo, 21K. INGEMMET, Perú.
- ZIMMERMANN, U., BAHLBURG, 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna basin, NW Argentina. *Sedimentology* **50**, 1079-1104.

ANEXOS

- Tabela 1.** Resultados de química mineral do Gnaiss de Huánuco (CM-80).
- Tabela 2.** Resultados de química rochas de baixo grau de Huánuco.
- Tabela 3.** Resultados de química mineral rochas de médio grau de Huánuco.
- Tabela 4.** Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.
- Tabela 5.** Resultados geoquímicos rochas metassedimentares do Complexo Marañon e uma Grauvaca característica do Paleozóico (Condie, 1993).
- Tabela 6.** Resultados geoquímicos rochas metabásicas do Complexo Marañon.
- Tabela 7.** Dados geoquímicos dos granitoides região de Huanuco e Ambo.
- Tabela 8.** Geoquímica rochas sedimentares do Grupo Ambo, Formação Buena Vista (cinza) e Formação Yanaj.
- Tabela 9a.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP gnaiss CM-80.
- Tabela 9b.** Resultados analíticos U/Pb TIMS granito milonítico CM-131A.
- Tabela 9c.** Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-116.
- Tabela 9d.** Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-228.
- Tabela 9e.** Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-112.
- Tabela 9f.** Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-158.
- Tabela 9g.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP, amostra CM-116U.
- Tabela 9h.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP, amostra CM-133.
- Tabela 9i.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP granitóide CM-173.
- Tabela 9j.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP migmatito CM-35.
- Tabela 9k.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP migmatito CM-222.
- Tabela 9L.** Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-62.
- Tabela 9m.** Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-93.
- Tabela 9n.** Resultados analíticos U/Pb SHRIMP gnaiss I-9.
- Tabela 10.** Resultados analíticos Ar-Ar amostras analisadas.
- Mapa 1.** Geologia e distribuição das amostras com análises Petrográficas.
- Mapa 2.** Geologia e distribuição das amostras com resultados Geoquímicos.
- Mapa 3.** Geologia e distribuição das amostras com resultados Geocronológicos.

	P1-1	P1-2	P1-3	P1-4	P2-1	P2-2	P2-3	P3	P3-2	P4-1	P4-2
SiO ₂	63,246	62,876	61,771	62,808	64,399	61,777	61,675	63,649	63,155	66,102	63,375
Al ₂ O ₃	23,134	23,147	22,926	23,816	22,185	23,335	23,751	22,286	22,751	21,385	22,518
TiO ₂	0	0,005	0,01	0,041	0,015	0,005	0,02	0	0	0,035	0
Fe ₂ O ₃	0,084	0,068	0,072	0	0,013	0	0	0,017	0,042	0,058	0
MnO	0,006	0,013	0	0,026	0,011	0	0,015	0	0	0	0,033
MgO	0	0	0	0,002	0,006	0	0,01	0,006	0,008	0	0,001
CaO	4,118	4,501	4,423	4,636	3,046	4,349	4,829	3,601	4,116	2,12	3,614
Na ₂ O	9,065	8,799	8,71	8,592	9,682	9,044	8,512	9,401	9,205	10,137	9,408
K ₂ O	0,104	0,097	0,114	0,258	0,068	0,1	0,154	0,073	0,065	0,083	0,077
BaO	0	0	0,086	0,029	0,021	0	0,116	0	0,08	0,026	0,021
SrO	0,059	0,006	0,045	0,023	0,08	0	0	0	0	0,026	0
Total	99,816	99,513	98,157	100,231	99,525	98,611	99,08	99,033	99,423	99,973	99,048
Si	11,20313	11,17278	11,14514	11,09266	11,40337	11,08765	11,03161	11,33355	11,23172	11,61161	11,29145
Al	4,829334	4,847315	4,874826	4,957007	4,629603	4,935721	5,006587	4,67667	4,768359	4,427079	4,728154
Fe(II)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,781474	0,856855	0,854948	0,877174	0,577838	0,836227	0,925356	0,686941	0,784216	0,398966	0,689829
Na	3,113025	3,031225	3,046683	2,941868	3,323745	3,14689	2,951683	3,245315	3,173734	3,452199	3,249656
K	0,023499	0,021987	0,026237	0,058123	0,015359	0,022894	0,035137	0,016581	0,014746	0,018598	0,0175
Ba	0	0	0,00608	0,002007	0,001457	0	0,00813	0	0,005575	0,00179	0,001466
TOTAL	19,95046	19,93016	19,95391	19,92884	19,95138	20,02938	19,9585	19,95906	19,97834	19,91024	19,97805

Resultados de química mineral do plagioclásio

	P1	P2	P3	P4	P5	P6
SiO ₂	44,906	44,817	44,976	44,397	44,047	44,669
TiO ₂	1,095	1	0,794	0,513	0,136	0,911
Al ₂ O ₃	34,622	34,072	34,098	34,317	34,421	34,166
FeO	1,764	1,731	1,94	1,711	1,73	1,796
MnO	0,038	0,022	0,018	0,08	0	0,024
MgO	0,69	0,638	0,6488	0,842	0,824	0,74
CaO	0	0	0	0	0,002	0
Na ₂ O	0,333	0,401	0,405	0,416	0,416	0,567
K ₂ O	10,274	10,47	10,474	10,452	10,594	10,363
F	0,052	0,057	0,037	0,081	0,063	0,1
Cl	0,005	0	0	0,005	0	0,001
BaO	0,18	0,121	0,042	0,007	0,054	0,134
Total	93,958	93,329	93,434	92,821	92,287	93,471
Formula						
Si	6,095	6,130	6,142	6,102	6,095	6,108
AlIV	1,905	1,870	1,858	1,898	1,905	1,892
AlVI	3,634	3,622	3,630	3,661	3,709	3,614
Ti	0,112	0,103	0,082	0,053	0,014	0,094
Fe(II)	0,200	0,198	0,222	0,197	0,200	0,205
Mn	0,004	0,003	0,002	0,009	0,000	0,003
Mg	0,140	0,130	0,132	0,173	0,170	0,151
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,088	0,106	0,107	0,111	0,112	0,150
K	1,779	1,827	1,825	1,833	1,870	1,808
Cl	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
F	0,022	0,025	0,016	0,035	0,028	0,043
TOTAL	13,956	13,988	13,999	14,036	14,075	14,024

Resultados da biotita

	P2	P3	P5	P6	P7
SiO ₂	35,126	35,238	35,587	34,658	34,727
TiO ₂	1,975	2,748	1,693	2,332	1,753
Al ₂ O ₃	17,315	17,403	18	17,32	17,522
FeO	21,571	21,319	18,963	20,505	20,139
MnO	0,392	0,276	0,415	0,442	0,341
MgO	8,79	8,508	9,775	9,002	9,584
CaO	0	0	0	0	0,017
Na ₂ O	0,055	0,051	0,067	0	0,1
K ₂ O	8,881	9,522	9,305	9,565	9,195
F	0,194	0,074	0,184	0,206	0,39
Cl	0,041	0,035	0,032	0,026	0,025
BaO	0,034	0,103	0,04	0,086	0,093
Total	94,373	95,277	94,062	94,142	93,886
Formula					
Si	5,478	5,449	5,500	5,427	5,438
Al	2,522	2,551	2,500	2,573	2,562
Al	0,661	0,621	0,779	0,623	0,672
Ti	0,232	0,320	0,197	0,275	0,206
Fe(II)	2,813	2,757	2,451	2,685	2,637
Mn	0,052	0,036	0,054	0,059	0,045
Mg	2,044	1,961	2,252	2,101	2,238
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Na	0,017	0,015	0,020	0,000	0,030
K	1,767	1,878	1,834	1,910	1,837
Cl	0,011	0,009	0,008	0,007	0,007
F	0,096	0,036	0,090	0,102	0,193
TOTAL	15,585	15,588	15,587	15,652	15,669

Resultados da Moscovita

Tabela 1. Resultados de química mineral do Gnaisse de Huánuco (CM-80).

	M1-1-S2	M1-2-S2	M2	M3-1-S2	M3-2-S2	M3-3-S2	M4-S2	M8-S2	M10-S2	M11-S2	M13-S2	M14-S2	M15-S2	M5-S1	M6-S1	M9-S1	M7-S1	M12-S1	M14-S1
SiO2	48,487	47,178	47,979	47,085	46,646	47,118	46,66	48,187	47,853	47,967	47,502	47,43	48,652	47,456	48,096	47,559	46,974	46,967	47,825
TiO2	0,261	0,407	0,242	0,347	0,477	0,377	0,517	0,201	0,191	0,291	0,327	0,196	0,206	0,251	0,231	0,332	0,371	0,206	0,276
Al2O3	27,952	28,687	28,145	28,556	29,561	29,06	28,786	28,118	28,244	27,632	28,378	27,83	27,695	28,265	28,801	28,578	28,377	28,199	28,095
FeO	4,91	4,789	4,649	5,37	4,995	4,699	5,032	4,65	4,628	4,714	4,466	4,651	4,767	4,977	4,437	4,871	4,715	4,684	4,768
MnO	0,062	0,033	0,02	0,053	0,053	0,065	0,006	0,095	0,013	0,05	0,045	0,079	0,045	0,036	0,065	0,02	0,026	0,061	0,089
MgO	2,181	2,043	2,298	2,164	1,892	2,054	1,873	2,261	2,315	2,166	2,196	2,274	2,304	2,203	2,167	2,048	2,202	2,1	2,18
Na2O	0,397	0,198	0,381	0,292	0,274	0,181	0,203	0,138	0,352	0,366	0,277	0,404	0,327	0,25	0,308	0,287	0,217	0,417	0,387
K2O	10,38	10,585	10,078	10,502	10,711	10,731	10,668	10,409	10,453	9,958	10,369	10,053	9,906	10,777	10,379	10,437	10,462	10,299	9,959
F	0,126	0,23	0,174	0,094	0,158	0,225	0,146	0,066	0	0,021	0,196	0	0,071	0,101	0,002	0,012	0,313	0,045	0,13
Cl	0,007	0,001	0,012	0	0,007	0	0	0,01	0	0	0	0,001	0,003	0	0,001	0,006	0	0,003	0,008
BaO	0,194	0,095	0,134	0,113	0,201	0,154	0,2	0,046	0,232	0,286	0,063	0,18	0,144	0,146	0,189	0,213	0,291	0,124	0,193
Total	94,459	94,246	94,112	94,577	94,974	94,664	94,093	94,181	94,281	93,452	93,819	93,099	94,12	94,462	94,676	94,364	93,948	93,105	93,908
Formula																			
Si	6,613	6,491	6,583	6,474	6,392	6,461	6,451	6,603	6,569	6,630	6,542	6,583	6,659	6,528	6,557	6,530	6,497	6,531	6,581
AlIV	1,387	1,509	1,417	1,526	1,608	1,539	1,549	1,397	1,431	1,370	1,458	1,417	1,341	1,472	1,443	1,470	1,503	1,469	1,419
AlVI	3,106	3,143	3,133	3,102	3,166	3,142	3,144	3,138	3,132	3,147	3,136	3,127	3,110	3,185	3,155	3,122	3,153	3,137	
Ti	0,027	0,042	0,025	0,036	0,049	0,039	0,054	0,021	0,020	0,030	0,034	0,020	0,021	0,026	0,024	0,034	0,039	0,022	0,029
Fe(ii)	0,560	0,551	0,533	0,617	0,572	0,539	0,582	0,533	0,531	0,545	0,514	0,540	0,546	0,572	0,506	0,559	0,545	0,545	0,549
Mn	0,007	0,004	0,002	0,006	0,006	0,001	0,011	0,002	0,006	0,005	0,009	0,005	0,004	0,008	0,002	0,003	0,007	0,010	
Mg	0,443	0,419	0,470	0,444	0,387	0,420	0,386	0,462	0,474	0,446	0,451	0,471	0,470	0,452	0,440	0,419	0,454	0,435	0,447
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,105	0,053	0,101	0,078	0,073	0,048	0,054	0,037	0,094	0,098	0,074	0,109	0,087	0,067	0,081	0,076	0,058	0,112	0,103
K	1,805	1,858	1,764	1,842	1,872	1,877	1,882	1,819	1,830	1,756	1,821	1,780	1,730	1,891	1,805	1,828	1,846	1,827	1,748
Cl	0,029	0,054	0,040	0,022	0,037	0,052	0,034	0,015	0,000	0,005	0,046	0,000	0,016	0,024	0,000	0,003	0,073	0,011	0,030
F	0,003	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,003
Total	14,054	14,069	14,029	14,125	14,126	14,088	14,100	14,026	14,089	14,013	14,047	14,064	13,986	14,122	14,048	14,074	14,067	14,101	14,023

Resultados de química mineral da moscovita CM-66

	C2	C4	C5	C7	C8	C3	C4 S1	C6 S1	C1 S1	C3 S1
SiO2	26,50	26,25	26,20	25,84	26,91	26,25	26,20	25,84	26,00	26,11
TiO2	0,05	0,06	0,07	0,03	0,03	0,06	0,07	0,03	0,04	0,13
Al2O3	21,14	20,59	21,00	20,95	20,61	20,59	21,00	20,95	21,14	20,68
FeO	19,51	19,57	20,70	20,04	18,65	19,57	20,70	20,04	19,75	19,30
MnO	1,07	1,16	1,20	1,12	1,09	1,16	1,20	1,12	1,15	1,09
MgO	18,64	19,09	18,03	18,56	18,19	19,09	18,03	18,56	19,05	19,25
CaO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03
K2O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,05
F	0,13	0,16	0,11	0,07	0,07	0,16	0,11	0,07	0,20	0,16
Cl	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	87,11	86,96	87,32	86,62	85,57	86,96	87,32	86,62	87,36	86,81
Formula										
Si	5,466	5,439	5,433	5,448	5,620	5,439	5,433	5,388	5,366	5,413
Ti	0,007	0,009	0,011	0,007	0,005	0,009	0,011	0,005	0,006	0,021
Al	5,141	5,030	5,132	5,125	5,074	5,030	5,132	5,149	5,143	5,054
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,086	0,008	0,043	0,059	0,187	0,008	0,043	0,000	0,003	0,001
Fe2+	3,280	3,385	3,547	3,387	3,070	3,385	3,547	3,507	3,406	3,346
Mn	0,187	0,204	0,211	0,187	0,192	0,204	0,211	0,198	0,201	0,191
Mg	5,732	5,897	5,574	5,713	5,663	5,897	5,574	5,771	5,862	5,948
Ca	0,005	0,003	0,001	0,005	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,002
Na	0,007	0,010	0,006	0,007	0,000	0,010	0,006	0,005	0,004	0,010
K	0,003	0,008	0,000	0,003	0,000	0,008	0,000	0,000	0,007	0,013
F	0,087	0,108	0,070	0,086	0,047	0,106	0,070	0,044	0,131	0,104
Cl	0,006	0,001	0,001	0,006	0,004	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000
Total	20,007	20,100	20,028	20,033	19,864	20,100	20,028	20,058	20,128	20,104
Classifica										
ção	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita
Termómetro										
Cathérineau										
(1989), °C	349	352	353	351	325	352	353	360	364	357
Termómetro										
Jewett (1991), °C	351	354	356	354	327	354	356	362	366	358

Resultados de química mineral da clorita CM-66

Tabela 2. Resultados de química rochas de baixo grau de Huánuco.

	P1	P2	P3-1	P3-2	P4	P5-1	P5-2
SiO ₂	25,974	26,666	26,218	25,939	26,11	26,633	25,959
TiO ₂	0,014	0,005	0,033	0,033	0,057	0,047	0,024
Al ₂ O ₃	20,247	20,296	19,7	19,82	20,126	19,772	20,492
FeO	24,132	24,415	24,058	24,065	25,069	24,734	24,401
MnO	0,374	0,31	0,332	0,348	0,326	0,352	0,389
MgO	16,046	15,749	15,976	16,261	15,742	15,393	15,725
CaO	0,049	0,037	0,032	0,049	0,07	0,106	0,076
Na ₂ O	0	0,008	0,036	0,023	0	0,007	0,004
K ₂ O	0,006	0,008	0,034	0,004	0,014	0,012	0,007
FeO	0,044	0	0	0	0	0,109	0
Cl	0,003	0,003	0,001	0	0	0	0,009
BaO	0,002	0,135	0,044	0,009	0,06	0,037	0
Total	86,891	87,632	86,465	86,551	87,602	87,2	87,087
Formula							
Si	5,497	5,593	5,577	5,514	5,509	5,626	5,487
Ti	0,002	0,001	0,005	0,005	0,009	0,007	0,004
Al	5,050	5,018	4,939	4,966	5,005	4,923	5,106
Fe ³⁺	0,038	0,101	0,039	0,000	0,019	0,128	0,044
Fe ²⁺	4,227	4,174	4,235	4,280	4,403	4,225	4,266
Mn	0,067	0,055	0,060	0,063	0,058	0,063	0,070
Mg	5,062	4,924	5,065	5,153	4,951	4,848	4,955
Ca	0,011	0,008	0,007	0,011	0,016	0,024	0,017
Na	0,000	0,003	0,015	0,009	0,000	0,003	0,002
K	0,002	0,002	0,009	0,001	0,004	0,003	0,002
Ba	0,000	0,011	0,004	0,001	0,005	0,003	0,000
F	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,073	0,000
Cl	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Total	19,992	19,900	19,961	20,003	19,981	19,944	19,959
Classificação	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	pycnoclorigita	ripidolita
Termómetro Cathelineau (1988), °C	342	327	329	339	339	324	343
Termómetro Jowett (1991), °C	346	331	333	342	343	328	347

Resultados de química mineral da clorita CM-181

Tabela 2 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de Huánuco.

	1-S2	1-1-S2	2-S2	4-S2	5-S2	1-S1	2-S1	3-S1	4-S1
SiO2	45,436	46,15	46,22	47,686	47,068	46,783	48,234	45,28	46,197
TiO2	0,156	0,29	0,039	0,328	0,077	0,386	0,232	0,522	0,328
Al2O3	28,036	29,19	29,052	28,447	28,539	29,304	27,979	29,167	29,215
FeO	5,243	4,851	4,304	4,445	4,217	4,232	3,941	4,264	4,342
MnO	0,069	0,074	0,076	0,031	0,042	0,043	0,031	0,05	0,042
MgO	2,451	2,471	1,856	2,225	2,014	1,816	2,184	1,793	1,823
CaO	0	0,036	0,004	0	0	0	0,007	0	0
Na2O	0,249	0,201	0,24	0,577	0,454	0,244	0,529	0,389	0,255
K2O	9,228	8,945	9,707	9,642	9,285	10,048	9,708	10,18	10,035
F	0,189	0,263	0,034	0,049	0,042	0,26	0,294	0,125	0,151
Cl	0,027	0,006	0,014	0,01	0,007	0	0,017	0	0,006
NaO	0,125	0,114	0,119	0,235	0,117	0,219	0,155	0	0,125
Total	91,208	92,591	91,666	93,677	91,86	93,334	93,276	91,77	92,519
Formula									
Si	6,453	6,423	6,488	6,560	6,569	6,478	6,650	6,383	6,450
AlIV	1,547	1,577	1,512	1,440	1,431	1,522	1,350	1,617	1,550
AlVI	3,145	3,210	3,294	3,171	3,263	3,260	3,195	3,229	3,257
Ti	0,017	0,030	0,004	0,034	0,008	0,040	0,024	0,055	0,034
Fe(ii)	0,623	0,565	0,505	0,511	0,492	0,490	0,454	0,503	0,507
Mn	0,008	0,009	0,009	0,004	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005
Mg	0,519	0,513	0,388	0,456	0,419	0,375	0,449	0,377	0,379
Ca	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,069	0,054	0,065	0,154	0,123	0,066	0,141	0,106	0,069
K	1,672	1,588	1,738	1,692	1,653	1,775	1,707	1,831	1,787
Cl	0,006	0,001	0,003	0,002	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001
F	0,085	0,116	0,015	0,021	0,019	0,114	0,128	0,056	0,067
TOTAL	14,052	13,974	14,005	14,022	13,963	14,011	13,976	14,107	14,039

Resultados de química mineral da moscovita CM-77

	1-S2	2-S2	3-S2	1-S1	2-S1	3-S1
SiO2	26,711	26,355	26,865	25,07	23,945	27,801
TiO2	0,055	0,056	0,092	0,037	0,092	0,056
Al2O3	21,09	21,015	20,955	20,711	20,171	20,941
FeO	16,941	14,686	16,975	16,433	16,145	16,826
MnO	1,337	1,301	1,27	1,357	1,262	1,286
MgO	19,785	20,892	19,204	19,503	18,522	19,537
CaO	0,047	0,03	0,104	0,076	0,122	0,051
Na2O	0,005	0,029	0	0,009	0,012	0,024
K2O	0,063	0,033	0,104	0,039	0,03	0,134
BaO	0,067	0,012	0,105	0,042	0	0
F	0,193	0,288	0,115	0,222	0	0,032
Cl	0	0	0	0,003	0,009	0,008
Total	86,294	84,696	85,791	83,512	80,311	86,696
Formula						
Si	5,499	5,465	5,563	5,348	5,319	5,673
Ti	0,009	0,009	0,014	0,006	0,015	0,009
Al	5,117	5,137	5,115	5,207	5,282	5,037
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	2,917	2,547	2,940	2,932	3,000	2,871
Mn	0,233	0,229	0,223	0,245	0,237	0,222
Mg	6,072	6,459	5,928	6,202	6,134	5,943
Ca	0,010	0,007	0,023	0,017	0,029	0,011
Na	0,002	0,012	0,000	0,004	0,005	0,009
K	0,017	0,009	0,027	0,011	0,009	0,035
Ba	0,005	0,001	0,009	0,004	0,000	0,000
F	0,126	0,189	0,075	0,150	0,000	0,021
Cl	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003
Total	20,006	20,062	19,917	20,125	20,033	19,834
Classificaç ão	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	pyncnolrita
Termómetr o						
Cathelinea u (1988), °C	345	351	335	368	371	317
Termómetr o Jowett (1991), °C	346	352	336	369	372	319

Resultados de química mineral da clorita CM-77

Tabela 2 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de Huánuco.

	P1-P1	P1-P2	P1-P3	P2-P1	P2-P2	P2-P3	P2-P4	P3-P1	P3-P2	P3-P3	P3-P4
SiO2	67,146	68,33	67,347	69,767	68,792	66,95	69,009	69,442	68,759	65,036	68,86
Al2O3	21,554	19,937	19,566	18,8	19,842	19,276	19,367	19,76	19,888	18,963	19,574
TiO2	0	0,02	0	0	0,025	0,01	0,01	0	0	0,015	0
Fe2O3	0,182	0,087	0,038	0,329	0,281	0,327	0,324	0,054	0,025	0,038	0,178
MnO	0	0	0	0	0,021	0,048	0,017	0,001	0,013	0,02	0,178
MgO	0,015	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,014
CaO	0,254	0,238	0,089	0,135	0,129	0,145	0,098	0,113	0,138	0,197	0,111
Na2O	11,957	12,394	11,071	12,643	12,531	12,362	12,653	12,708	12,664	11,55	11,75
K2O	0,084	0,077	1,44	0,034	0,037	0,049	0,062	0,052	0,073	0,041	0,078
Total	101,191	101,085	99,551	102,709	101,659	99,167	101,54	102,131	101,561	95,861	100,565
Formula											
Si	11,658	11,869	11,905	12,055	11,901	11,893	11,958	11,929	11,884	11,890	11,983
Al	4,410	4,081	4,076	3,828	4,045	4,035	3,955	4,000	4,051	4,086	4,014
Ca	0,047	0,044	0,017	0,025	0,024	0,028	0,018	0,021	0,026	0,039	0,021
Na	4,025	4,174	3,794	4,235	4,203	4,257	4,251	4,232	4,243	4,094	3,964
K	0,019	0,017	0,325	0,007	0,008	0,011	0,014	0,011	0,016	0,010	0,017
TOTAL	20,159	20,186	20,116	20,152	20,182	20,224	20,196	20,193	20,220	20,118	20,000
An	1,155	1,046	0,408	0,586	0,565	0,642	0,425	0,488	0,596	0,932	0,517
Ab	98,390	98,551	91,741	99,239	99,243	99,099	99,255	99,245	99,028	98,838	99,050
Or	0,455	0,403	7,851	0,176	0,193	0,258	0,320	0,267	0,376	0,231	0,433

Resultados de química mineral do plagioclásio CM-181

	A1-P1	A1-P2	A2-P2	A4-P1	A4-P2	A4-P3	A5-P1	A6-P1	A7-P1
SiO2	49,605	51,228	52,265	50,672	49,554	50,873	50,761	48,744	51,512
TiO2	0,118	0,069	0,015	0,129	0,138	0,124	0	0,113	0,074
Al2O3	6,796	4,413	3,933	6,312	7,529	4,438	4,551	6,463	5,328
FeO	15,872	15,363	13,583	14,787	15,731	14,249	16,104	15,606	14,86
MnO	0,327	0,276	0,247	0,303	0,281	0,272	0,347	0,269	0,328
MgO	12,678	13,904	14,57	12,8	12,552	13,764	13,416	12,764	13,955
CaO	10,425	11,703	11,693	11,039	10,202	11,571	11,484	11,603	11,751
Na2O	1,314	0,763	0,718	1,183	1,879	0,73	0,932	1,198	0,882
K2O	0,213	0,142	0,125	0,183	0,16	0,154	0,176	0,233	0,145
F	0,094	0,045	0,058	0	0,018	0	0	0	0,125
Cl	0,001	0,013	0,005	0,01	0,008	0,001	0,004	0,012	0,002
Total	97,443	97,878	97,111	97,417	98,051	96,176	97,805	97,005	98,962
Si	7,153	7,376	7,533	7,326	7,108	7,442	7,342	7,140	7,330
Ti	0,013	0,007	0,002	0,014	0,015	0,014	0,000	0,012	0,008
Al	1,155	0,749	0,668	1,076	1,273	0,765	0,776	1,116	0,894
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(iii)	0,886	0,635	0,429	0,458	0,795	0,460	0,689	0,555	0,577
Fe(ii)	1,028	1,215	1,208	1,330	1,091	1,283	1,259	1,357	1,191
Mn	0,040	0,034	0,030	0,037	0,034	0,034	0,043	0,033	0,040
Mg	2,725	2,985	3,131	2,759	2,684	3,002	2,893	2,787	2,961
Ca	1,611	1,805	1,805	1,710	1,568	1,814	1,779	1,821	1,791
Na	0,367	0,213	0,201	0,332	0,522	0,207	0,261	0,340	0,243
K	0,039	0,026	0,023	0,034	0,029	0,029	0,032	0,044	0,026
Zr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	15,017	15,044	15,029	15,075	15,119	15,049	15,073	15,205	15,061
Formula									
Si	7,153	7,376	7,533	7,326	7,108	7,442	7,342	7,140	7,330
Al (iv)	0,847	0,624	0,467	0,674	0,892	0,558	0,658	0,860	0,670
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al (vi)	0,308	0,125	0,201	0,402	0,380	0,208	0,117	0,255	0,224
Ti	0,013	0,007	0,002	0,014	0,015	0,014	0,000	0,012	0,008
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(iii)	0,886	0,635	0,429	0,458	0,795	0,460	0,689	0,555	0,577
Fe(ii)	1,028	1,215	1,208	1,330	1,091	1,283	1,259	1,357	1,191
Mn	0,040	0,034	0,030	0,037	0,034	0,034	0,043	0,033	0,040
Mg	2,725	2,985	3,131	2,759	2,684	3,002	2,893	2,787	2,961
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,611	1,805	1,805	1,710	1,568	1,814	1,779	1,821	1,791
Na	0,367	0,195	0,195	0,290	0,432	0,186	0,221	0,179	0,209
B	1,978	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,000	0,018	0,006	0,042	0,090	0,021	0,041	0,161	0,035
K	0,039	0,026	0,023	0,034	0,029	0,029	0,032	0,044	0,026
A	0,039	0,044	0,029	0,075	0,119	0,049	0,073	0,205	0,061

Resultados de química mineral do anfíbolio CM-181

Tabela 2 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de Huánuco.

	FeO	MnO	TiO2	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	Cr2O3	K2O	Total	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe(II)	Mn	Mg	Na	K
M1	1,818	0	0,158	0,895	45,049	33,921	0,64	0,109	10,167	92,757	6,189	1,811	3,682	0,016	0,209	0,000	0,131	0,238	1,782
M3	1,539	0	0,227	0,924	44,734	34,563	0,658	0	9,93	92,748	6,135	1,865	3,722	0,023	0,177	0,000	0,135	0,246	1,737
M5	1,747	0,03	0,218	0,839	45,82	34,001	0,807	0,114	9,929	93,603	6,214	1,786	3,672	0,022	0,198	0,003	0,184	0,222	1,725
M6	1,820	0,050	0,2	0,576	45,481	32,943	0,88	0,065	10,071	92,15	6,278	1,722	3,638	0,021	0,211	0,007	0,181	0,151	1,773
M7	2,032	0	0,257	0,587	45,967	33,499	0,852	0,183	9,579	93,056	6,274	1,726	3,662	0,026	0,232	0,000	0,173	0,155	1,668
M8	3,932	0,151	0,187	0,343	43,966	32,172	1,086	0	10,22	92,302	6,162	1,838	3,476	0,020	0,461	0,018	0,227	0,083	1,827
M9	4,919	0,986	0,082	0,459	46,661	30,18	8,77	0,161	8,801	93,238	6,007	1,993	2,587	0,008	0,530	0,108	1,683	0,115	1,445
M11	1,965	0	0,162	0,621	45,378	33,906	0,767	0	10,128	92,979	6,200	1,791	3,676	0,017	0,225	0,000	0,156	0,165	1,768
M13	1,574	0,065	0,346	0,794	45,573	33,658	0,842	0	10,089	92,97	6,228	1,772	3,648	0,036	0,180	0,008	0,172	0,210	1,759
M14	1,713	0	0,179	0,841	44,882	34,019	0,808	0	10,181	92,753	6,167	1,833	3,675	0,018	0,197	0,000	0,166	0,220	1,784
M15	2,009	0	0,224	0,779	45,302	33,212	0,97	0	9,99	92,506	6,233	1,767	3,618	0,023	0,231	0,000	0,109	0,203	1,753
M16	1,582	0	0,148	0,555	44,695	33,37	0,601	0,181	10,125	91,258	6,231	1,769	3,713	0,016	0,184	0,000	0,125	0,150	1,800
M17	2,063	0,066	0,092	0,587	45,227	32,282	0,714	0,146	9,056	90,384	6,344	1,656	3,680	0,010	0,242	0,008	0,149	0,169	1,620
M18	1,746	-0,04	0,217	0,518	44,786	33,406	0,687	0,023	1,138	91,645	6,447	1,553	4,130	0,023	0,210	0,000	0,147	0,140	0,200
M19	1,935	0,074	0,103	0,427	45,301	33,106	0,712	0,124	9,669	91,657	6,284	1,716	3,696	0,011	0,224	0,009	0,147	0,110	1,711
M20	1,749	0	0,383	0,671	43,774	33,67	0,499	0,145	10,138	91,338	6,135	1,865	3,697	0,040	0,205	0,000	0,104	0,107	1,812
M21	1,797	0	0,243	0,684	45,167	33,97	0,689	0,127	8,616	91,291	6,232	1,768	3,756	0,025	0,207	0,000	0,142	0,183	1,517
M22	1,587	0,24	0,136	0,832	45,476	33,912	0,707	0,022	9,894	92,807	6,222	1,778	3,689	0,014	0,182	0,028	0,144	0,221	1,727
M23	2,3	0,069	0,467	1,662	46,301	32,681	0,703	0,819	8,828	93,33	6,313	1,687	3,565	0,048	0,262	0,008	0,143	0,439	1,535
M24	2,127	0	0,076	0,723	45,487	32,887	1,046	0,038	9,926	92,762	6,270	1,730	3,613	0,008	0,245	0,000	0,215	0,183	1,745
M41	2,008	0,052	0,673	0,35	45,219	32,467	1,131	0	10,579	92,642	6,243	1,757	3,526	0,070	0,232	0,006	0,233	0,081	1,863
M42	1,85	0	0,57	0,708	45,525	32,545	1,149	0	9,972	92,413	6,270	1,730	3,552	0,059	0,213	0,000	0,236	0,189	1,752
M43	1,687	0,18	0,802	0,706	45,853	32,698	1,128	0	10,454	93,721	6,254	1,746	3,509	0,082	0,192	0,021	0,229	0,187	1,819
M44	1,818	0	0,736	0,515	44,983	33,281	0,892	0	10,385	92,957	6,180	1,811	3,587	0,076	0,209	0,000	0,183	0,139	1,823
M45	1,692	0,045	0,565	0,803	44,888	33,906	0,799	0,16	10,193	93,05	6,153	1,847	3,631	0,058	0,194	0,005	0,183	0,215	1,782
M46	2,022	0	0,669	0,628	45,092	32,285	1,107	0,087	10,201	92,216	6,252	1,748	3,523	0,070	0,234	0,000	0,229	0,189	1,804

Resultados de química mineral da moscovita CM-228

	G1-43-	MOS3	G1-42	G1-40	G1-46	G1-47	G1-48	G1-49	G2-3	G2-53	G2-52	G2-51	G2-35	G2-54	G2-55	G2-56	G2-57	G29	G29
SiO2	36,342	36,415	36,434	36,264	36,545	36,536	36,21	35,8	36,315	36,58	36,121	36,538	36,783	36,969	36,562	36,393	36,56	37,016	
TiO2	0	0,091	0	0,214	0,075	0	0	0,028	0,036	0	0,058	0,094	0	0,095	0,053	0,11	0	0,042	
Al2O3	20,373	20,468	20,239	20,677	20,388	20,493	20,716	20,14	20,322	20,928	20,398	20,582	20,624	20,574	20,662	20,419	20,211	20,426	
FeO	32,799	33,553	33,223	33,022	32,779	32,593	31,881	32,471	34,39	35,361	35,115	35,494	35,098	35,486	36,013	35,768	33,447	33,277	
MnO	4,602	4,311	4,262	4,431	4,458	4,811	5,251	3,729	3,395	2,778	2,421	2,352	2,222	2,529	2,47	4,512	4,443		
MgO	1,355	1,38	1,374	1,319	1,303	1,208	1,056	1,708	1,496	1,587	2,005	1,765	2,045	1,881	1,958	1,887	1,243	1,250	
CaO	1,49	1,314	1,63	1,863	2,206	2,192	2,787	0,939	0,988	0,998	0,855	0,943	0,958	1,013	0,978	1,293	1,75		
Cr2O3	0	0,025	0	0	0,192	0,057	0	0,199	0,173	0	0,123	0,059	0	0,142	0,051	0	0,081		
Total	96,961	97,556	97,163	97,79	97,947	97,89	97,9	95,012	97,115	96,631	97,076	97,807	97,846	98,309	98,842	98,027	97,27	98,26	
Si	3,025	3,017	3,032	2,996	3,017	3,019	2,996	3,022	3,020	2,997	3,005	3,014	3,025	3,027	3,001	3,010	3,04	3,04	
Al iv	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Al vi	2,006	2,005	1,990	2,017	1,989	2,001	2,020	2,015	2,000	2,022	2,005	2,008	2,006	1,993	2,001	1,993	1,99	1,99	
Cr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,013	0,004	0,000	0,013	0,011	0,000	0,008	0,004	0,000	0,009	0,003	0,000	0,000		
Fe2+	2,325	2,354	2,342	2,322	2,295	2,284	2,233	2,361	2,437	2,453	2,473	2,491	2,454	2,477	2,483	2,488	2,36	2,33	
Mn	0,325	0,303	0,300	0,310	0,312	0,337	0,368	0,267	0,239	0,193	0,160	0,169	0,164	0,154	0,176	0,173	0,32	0,31	
Mg	0,168	0,170	0,170	0,162	0,160	0,149	0,130	0,215	0,185	0,243	0,249	0,217	0,251	0,227	0,240	0,233	0,15	0,15	
Ca	0,133	0,117	0,145	0,165	0,195	0,194	0,247	0,085	0,088	0,088	0,088	0,076	0,083	0,084	0,085	0,087	0,12	0,15	
Total	7,982	7,984	7,980	7,990	7,985	7,987	7,999	7,980	7,983	7,998	7,992	7,985	7,983	7,978	7,996	7,990	7,98	7,97	
Almandina	78,800	80,040	79,168	78,460	77,471	77,066	74,977	80,653	82,618	82,423	83,276	84,362	83,144	84,186	83,116	83,476	80,09	79,11	
Grossularia	4,504	3,866	4,814	5,573	5,854	6,361	8,295	2,220	2,407	2,844	2,554	2,384	2,815	2,388	2,816	2,908	3,91	4,98	
Pirope	5,698	5,770	5,762	5,489	5,414	5,021	4,373	7,340	6,288	8,155	8,374	7,350	8,492	7,720	8,018	7,608	5,23	5,18	
Esperartita	10,997	10,241	10,156	10,478	10,526	11,363	12,355	9,106	8,109	6,478	5,367	5,729	5,550	5,237	5,885	5,807	10,78	10,58	

Resultados de química mineral da granada CM-228

	3	4	5	6	7	8	10	11	14	17	18	19
MnO		0,122	0,03	0,227			0,086			0,019	0,073	
Na2O	8,373	8,809	6,972	7,271	8,011	10,433	10,421	9,99	7,582	8,835	8,839	9,889
K2O	0,062	0,074	0,551	0,053	0,023	0,058		0,297	1,266	0,071	0,031	0,321
SiO2	59,693	60,739	57,866	57,365	58,784	64,462	63,679	62,856	56,933	60,558	60,54	62,106
Al2O3	23,097	23,104	25,382	25,61	23,697	21,004	21,311	21,117	22,526	23,159	22,94	21,307
FeO	0,044	0,041	0,4	0,22	10	0,089	0,027	0,13	2,939	0,044	0,17	1,005
CaO	4,856	4,643	6,387	7,483	5,605	2,093	2,245	2,602	4,752	4,409	4,851	2,897
Total	96,126	97,332	97,588	98,229	96,221	98,139	97,789	96,992	96,905	97,095	97,445	97,526
Si	11,005	11,063	10,608	10,484	10,858	11,560	11,478	11,448	10,915	11,040	11,044	11,371
Al	5,018	4,959	5,484	5,516	5,158	4,439	4,527	4,532	5,089	4,980	4,932	4,598
Fe(II)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,959	0,906	1,254	1,465	1,109	0,402	0,434	0,508	0,976	0,862	0,948	0,568
Na	2,093	3,040	2,478	2,576	2,869	3,627	3,641	3,527	2,811	3,125	3,126	3,510
K	0,015	0,017	0,120	0,012	0,005	0,013	0,000	0,069	0,310	0,017	0,007	0,075
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	19,990	19,986	19,953	20,053	20,000	20,041	20,080	20,084	20,101	20,032	20,057	20,122
An	24,181	22,861	32,488	35,143	27,849	9,947	10,638	12,371	23,827	21,527	23,229	13,682
Ab	75,451	76,706	64,175	63,552	72,015	89,725	89,362	85,948	68,615	78,061	76,694	84,513
Or	0,368	0,434	3,337	0,305	0,136	0,328	0,000	1,681	7,558	0,413	0,177	1,805

	G1-43-							G2-37-										G29-228-	G20-228-
	MOS3	G1-42	G1-40	G1-46	G1-47	G1-48	G1-49	MOS18	G2-53	G2-52	G2-51	G2-35	G2-54	G2-55	G2-56	G2-57	MOS19	MOS17	
SiO2	36,342	36,415	36,434	36,264	36,545	35,635	36,21	35,8	36,315	36,58	36,121	36,538	36,783	35,969	36,582	36,393	36,56	37,016	
TiO2	0	0,091	0	0,214	0,075	0	0	0,028	0,036	0	0,068	0,094	0	0,096	0,053	0,11	0	0,042	
Al2O3	20,373	20,468	20,239	20,677	20,388	20,493	20,716	20,14	20,322	20,928	20,398	20,582	20,624	20,574	20,662	20,419	20,211	20,436	
FeO	32,799	32,553	32,223	32,022	32,779	32,593	31,881	32,471	34,39	35,361	35,115	35,494	35,098	35,485	35,013	35,768	33,447	33,277	
MnO	4,602	4,311	4,262	4,431	4,458	4,811	5,251	3,729	3,395	2,778	2,27	2,421	2,352	2,222	2,529	2,47	4,512	4,443	
MgO	1,355	1,38	1,374	1,319	1,303	1,208	1,056	1,708	1,496	1,987	2,005	1,785	2,045	1,851	1,958	1,867	1,243	1,238	
CaO	1,49	1,314	1,63	1,863	2,206	2,192	2,787	0,939	0,986	0,998	0,987	0,855	0,943	0,988	1,013	0,978	1,293	1,75	
Cr2O3	0	0,025	0	0	0,192	0,057	0	0,199	0,173	0	0,123	0,059	0	0,142	0,051	0	0,084	0,084	
Total	96,961	97,556	97,163	97,79	97,947	97,89	97,9	95,012	97,115	98,531	97,076	97,807	97,846	98,309	98,842	98,027	97,265	98,286	
Si	3,025	3,017	3,032	2,996	3,017	3,019	2,996	3,022	3,020	2,997	3,005	3,014	3,025	3,027	3,001	3,010	3,040	3,039	
Al iv	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	
Al vi	2,006	2,006	1,990	2,017	1,989	2,001	2,020	2,015	2,000	2,022	2,005	2,008	2,006	1,993	2,001	1,993	1,987	1,985	
Cr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,013	0,004	0,000	0,013	0,011	0,000	0,008	0,004	0,000	0,009	0,003	0,000	0,000	0,003	
Fe2+	2,325	2,364	2,342	2,322	2,295	2,264	2,233	2,361	2,437	2,453	2,473	2,491	2,464	2,477	2,463	2,488	2,362	2,327	
Mn	0,325	0,303	0,300	0,310	0,312	0,337	0,368	0,267	0,239	0,193	0,160	0,169	0,164	0,154	0,176	0,173	0,318	0,309	
Mg	0,168	0,170	0,170	0,162	0,160	0,149	0,130	0,215	0,165	0,243	0,249	0,217	0,251	0,227	0,240	0,233	0,154	0,152	
Ca	0,133	0,117	0,145	0,185	0,195	0,194	0,247	0,085	0,088	0,088	0,076	0,083	0,084	0,089	0,087	0,087	0,115	0,154	
Total	7,982	7,984	7,980	7,990	7,985	7,987	7,990	7,980	7,983	7,998	7,992	7,985	7,983	7,976	7,998	7,990	7,976	7,974	
Almandin	78,800	80,040	79,168	78,400	77,471	77,056	74,577	80,553	82,618	82,423	83,276	84,362	83,144	84,186	83,116	83,476	80,091	79,114	
Grossularia	4,504	3,866	4,514	5,573	6,954	6,361	8,295	2,220	2,407	2,944	2,554	2,364	2,815	2,388	2,816	2,909	3,907	4,955	
Piropo	5,698	5,770	5,762	5,489	5,414	5,021	4,373	7,340	6,288	8,165	8,374	7,350	8,492	7,720	8,018	7,808	5,225	5,150	
Esferartita	10,997	10,241	10,156	10,478	10,526	11,363	12,355	9,106	8,109	6,478	5,387	5,729	5,550	5,237	5,885	5,807	10,777	10,503	

Resultados de química mineral moscovita CM-228

	4	5	6	7	1	13	14	15
FeO	20,535	20,384	20,311	20,272	20,444	21,738	18,871	21,877
MnO	0,174	0,17	0,271	0,173	0,227	0,042	0,205	0,205
TiO2	2,111	2,013	2,043	2,075	2,187	2,208	1,921	2,221
Na2O	0,11	0,029	0,106	0,113	0,08	0,395	0,157	0,157
SiO2	35,179	34,666	35,076	34,708	34,974	34,416	36,359	34,619
Al2O3	17,47	17,645	17,883	18,102	18,136	17,57	19,723	18,412
MgO	8,368	8,325	8,082	7,853	8,16	8,5	7,141	7,825
Cr2O3		0,118		0,054	0,021			
K2O	7,681	8,039	8,34	8,46	8,218	8,186	9,075	9,185
Total	91,627	91,49	91,821	91,795	92,748	93,057	94,513	94,513
Si	6,859	6,514	6,541	6,500	6,494	5,426	5,590	5,391
Aliv	2,441	2,486	2,459	2,500	2,506	2,574	2,410	2,609
Alvi	0,813	0,822	0,887	0,881	0,851	0,690	1,163	0,770
Ti	0,261	0,241	0,243	0,247	0,258	0,262	0,222	0,260
Fe(II)	2,714	2,711	2,683	2,688	2,685	2,866	2,426	2,849
Mn	0,023	0,023	0,000	0,036	0,023	0,030	0,005	0,027
Mg	1,971	1,974	1,903	1,855	1,911	1,998	1,637	1,817
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,034	0,009	0,032	0,000	0,034	0,024	0,118	0,047
K	1,548	1,631	1,681	1,710	1,647	1,646	1,780	1,826
TOTAL	15,354	15,411	15,410	15,417	15,410	15,516	15,350	15,595

Resultados de química mineral da biotita CM-228

Tabela 3 continuação. Resultados de química mineral rochas de médio grau de Huánuco.

Amostra	Al	Cr	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Total	Almandina	Grossularia	Pyrope	Espeessarita
1	2,007	0,005	2,356	0,116	0,362	0,144	7,985	79,114	4,566	12,170	3,886
2	2,010	0,000	2,334	0,104	0,415	0,133	8,000	78,159	4,450	13,911	3,480
3	1,989	0,010	2,270	0,086	0,453	0,149	7,983	76,730	4,561	15,321	2,904
4	2,003	0,000	2,339	0,093	0,434	0,129	8,004	78,016	4,337	14,539	3,108
5	2,028	0,000	2,015	0,054	0,471	0,076	7,856	76,973	2,971	17,978	2,078
6	2,007	0,002	2,353	0,111	0,342	0,161	7,990	79,305	5,308	11,524	3,750
6.1	2,001	0,000	2,293	0,113	0,412	0,161	7,982	76,983	5,411	13,817	3,789
7	2,010	0,002	2,302	0,110	0,423	0,136	7,992	77,478	4,468	14,252	3,688
8	2,015	0,000	2,274	0,100	0,448	0,137	7,987	76,878	4,516	15,136	3,368
9	1,985	0,015	2,285	0,113	0,406	0,157	7,985	77,150	4,548	13,725	3,807
10	1,998	0,000	2,335	0,093	0,391	0,155	7,989	78,500	5,213	13,146	3,141
11	1,999	0,002	2,375	0,115	0,342	0,165	8,001	79,211	5,417	11,428	3,839
12	2,002	0,000	2,326	0,133	0,345	0,164	7,988	78,348	5,540	11,619	4,494
13	2,009	0,002	2,295	0,108	0,437	0,144	8,001	76,910	4,716	14,034	3,626
14	1,932	0,000	2,075	0,117	0,695	0,142	8,021	67,993	1,820	23,320	3,914
15	2,003	0,000	2,339	0,093	0,434	0,129	8,004	78,016	4,337	14,539	3,108
16	2,013	0,008	2,419	0,117	0,283	0,154	7,996	81,365	4,765	9,534	3,927
17	1,999	0,006	2,355	0,110	0,345	0,157	7,989	79,354	4,996	11,621	3,721
18	2,130	0,009	2,200	0,077	0,347	0,111	7,937	80,457	3,584	12,680	2,798
19	1,975	0,002	2,294	0,121	0,416	0,160	7,991	76,510	5,116	14,011	4,078
20	1,986	0,000	2,281	0,126	0,442	0,150	7,998	75,981	4,722	14,793	4,201
21	1,969	0,000	2,261	0,147	0,440	0,163	8,008	74,818	4,191	14,729	4,806
21.1	2,004	0,006	2,320	0,150	0,372	0,140	7,996	77,804	4,362	12,469	5,038
22	1,992	0,001	2,305	0,157	0,370	0,149	7,991	77,291	4,966	12,423	5,276
23	2,009	0,000	2,322	0,168	0,318	0,152	7,986	78,459	5,133	10,737	5,672
24	1,994	0,003	2,311	0,147	0,364	0,149	7,988	77,780	4,851	12,268	4,949
25	2,007	0,005	2,356	0,116	0,362	0,144	7,995	79,114	4,566	12,170	3,886
26	2,007	0,002	2,353	0,111	0,342	0,161	7,990	79,305	5,308	11,524	3,750
27	1,994	0,003	2,311	0,147	0,364	0,149	7,988	77,780	4,851	12,258	4,949

Resultados da química mineral da granada CM-178

	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11
Na2O	11,662	11,468	12,184	11,611	11,734	11,432	11,371	11,346	11,624	10,488
K2O	0,151	0,055	0,082	0	0,053	0,014	0,071	0,075	0,037	0,101
SiO2	67,57	67,743	68,207	66,622	67,244	66,06	66,388	65,935	67,124	64,806
Al2O3	20,332	20,67	19,651	20,392	19,946	20,804	20,945	20,419	20,449	21,975
CaO	0,753	1,0977	0,236	1,166	0,805	1,396	1,786	1,303	0,964	2,842
Total	100,589	101,113	100,532	100,075	99,82	100,309	100,801	100,193	100,274	100,31
Formula										
Si	11,792	11,755	11,900	11,712	11,820	11,676	11,614	11,740	11,751	11,360
Al	4,182	4,227	4,041	4,225	4,132	4,285	4,318	4,221	4,219	4,540
Ca	0,141	0,204	0,044	0,220	0,152	0,263	0,337	0,245	0,181	0,534
Na	3,946	3,858	4,121	3,967	3,999	3,882	3,856	3,859	3,845	3,564
K	0,034	0,012	0,018	0,000	0,012	0,003	0,016	0,017	0,008	0,023
TOTAL	20,106	20,067	20,149	20,155	20,119	20,119	20,163	20,087	20,110	20,164
An	3,417	5,009	1,054	5,258	3,642	6,329	7,997	5,843	4,373	12,953
Ab	95,767	94,082	98,509	94,742	96,072	93,595	91,626	93,649	95,427	86,488
Or	0,816	0,299	0,430	0,000	0,286	0,075	0,376	0,407	0,200	0,548

Resultados de química mineral do plagioclásio CM-178

	3	4	9	10	1	33	34
FeO	1,502	1,12	1,487	1,279	1,378	1,556	0,989
MnO	0,118	0,06	0,035	0	0	0,102	0,109
TiO2	1,12	1,1	0,857	1,306	1,043	0,924	1,356
Na2O	1,306	1,6	1,291	1,476	1,319	1,351	1,362
SiO2	46,15	46,48	48,784	45,838	46,105	46,448	46,418
Al2O3	34,598	34,63	32,793	34,836	34,975	35,338	34,971
MgO	0,839	0,78	0,824	0,81	0,738	0,86	0,792
Cr2O3	0	0,11	0	0,35	0,087	0,057	0
K2O	9,459	9,22	9,127	9,354	9,414	9,151	9,423
NiO	0,055	0,18	0	0,305	0	0	0,148
Total	95,146	95,25	95,208	95,239	95,06	95,788	95,56
Si	6,151	6,182	6,449	6,116	6,142	6,135	6,147
Al IV	1,849	1,818	1,551	1,884	1,858	1,865	1,853
Al VI	3,586	3,610	3,559	3,593	3,633	3,635	3,605
Ti	0,112	0,110	0,085	0,131	0,105	0,092	0,135
Fe(II)	0,167	0,125	0,165	0,143	0,154	0,172	0,110
Mn	0,013	0,007	0,004	0,000	0,000	0,011	0,012
Mg	0,167	0,155	0,162	0,161	0,147	0,169	0,156
Na	0,337	0,413	0,331	0,382	0,341	0,346	0,350
K	1,608	1,564	1,539	1,592	1,600	1,542	1,592
TOTAL	13,992	13,993	13,846	14,002	13,978	13,957	13,960

Resultados de química mineral da moscovita CM-178

	2	9	30
FeO	19,246	20,123	19,317
MnO	0,047	0,032	0
TiO2	1,735	1,546	1,771
CaO	0	0	0
Na2O	0,451	0,248	0,387
SiO2	36,531	35,98	36,566
Al2O3	19,214	19,679	19,668
MgO	8,428	8,088	8,54
Cr2O3	0	0,039	0
K2O	8,458	8,74	8,761
NiO	0	0,055	0
Total	95,11	95,541	96,01
Si	5,518	5,449	5,476
AlIV	2,482	2,551	2,524
AlVI	0,938	0,906	0,947
Ti	0,197	0,176	0,199
Fe(II)	2,431	2,548	2,419
Mn	0,006	0,004	0,000
Mg	2,123	2,051	2,130
Na	0,132	0,073	0,112
K	1,630	1,688	1,674
TOTAL	15,456	15,500	15,482

Resultados de química mineral da biotita CM-178

Tabela 3 continuação. Resultados de química mineral rochas do médio grau de Huánuco.

Resultados de química mineral de Canadá CM-177Resultados de química mineral do aegiríto CM-172Resultados de química mineral da biotita CM-177

Resultados de química mineral de plaquioclasia CM-177

Tabela 3 continuacão. Resultados de química mineral rochas de médio grau de Huánuco

	A1	A2	A3	A4	A5	6 nucleos	A7	A8	10 Borda	A11	A12	A13	A14 Nucleo	A15 Borda	A16	A17
FeO	16,8	17,505	14,593	17,351	15,492	15,493	15,323	17,813	17,267	14,937	17,823	14,04	17,251	14,5	17,54	15,162
MnO	0,3	0,535	0,18	0,53	0,319	0,126	0,046	0,334	0,314	0,178	0,291	0,09	0,305	0,197	0,652	0,163
TiO2	0,424	0,52	0,489	0,398	0,589	0,46	0,577	0,565	0,463	0,804	0,571	0,743	0,445	0,491	0,531	0,587
CaO	11,239	11,249	10,812	11,538	10,916	10,888	10,854	11,009	11,136	11,061	11,354	11,422	11,158	10,774	11,574	11,05
Na2O	1,292	1,037	1,443	0,953	1,162	1,181	1,251	1,026	1,227	1,362	1,128	1,363	1,345	1,514	1,075	1,307
SiO2	42,007	43,805	43,829	43,521	41,869	42,039	41,888	43,67	43,746	42,232	42,804	42,205	41,996	42,45	41,892	42,88
Al2O3	16,299	12,727	13,809	12,607	16,917	16,322	15,67	12,864	12,551	16,5	14,793	16,699	15,724	16,024	16,204	15,856
MgO	7,616	8,393	9,915	8,467	8,393	8,82	8,474	8,308	8,714	8,959	7,593	9,303	7,343	9,49	6,966	9,408
Cr2O3	0,065	0,123	0,135	0,021	0	0,186	0	0,024	0	0	0,069	0	0,197	0,095	0,079	0
K2O	0,327	0,26	0,302	0,256	0,432	0,432	0,32	0,168	0,14	0,499	0,259	0,466	0,369	0,403	0,242	0,442
Total	98,369	96,154	95,507	95,844	96,088	95,945	94,404	95,78	95,567	96,331	96,685	96,33	96,132	95,947	96,756	96,853
Formula																
Si	6,263	6,561	6,504	6,559	6,186	6,222	6,312	6,539	6,568	6,230	6,386	6,226	6,312	6,261	6,260	6,274
Al IV	1,737	1,439	1,496	1,441	1,814	1,778	1,688	1,461	1,432	1,770	1,614	1,774	1,688	1,739	1,740	1,726
Al VI	1,127	0,807	0,919	0,798	1,132	1,089	1,094	0,809	0,789	1,098	0,987	1,129	1,097	1,046	1,114	1,008
Al total	2,864	2,246	2,415	2,239	2,946	2,847	2,783	2,270	2,221	2,869	2,601	2,903	2,785	2,785		
Ti	0,048	0,059	0,055	0,045	0,065	0,051	0,065	0,064	0,052	0,067	0,064	0,082	0,050	0,054	0,060	0,065
Fe3+	0,488	0,554	0,558	0,499	0,681	0,733	0,532	0,682	0,571	0,559	0,494	0,393	0,434	0,671	0,443	0,671
Fe2+	1,606	1,638	1,252	1,688	1,233	1,185	1,399	1,569	1,597	1,284	1,730	1,339	1,734	1,118	1,749	1,184
Mn	0,038	0,068	0,023	0,068	0,040	0,016	0,006	0,042	0,040	0,022	0,037	0,011	0,039	0,025	0,083	0,020
Mg	1,693	1,874	2,193	1,902	1,849	1,946	1,903	1,854	1,950	1,070	1,688	2,046	1,845	2,087	1,552	2,052
Ca	1,795	1,805	1,719	1,863	1,728	1,727	1,752	1,766	1,791	1,748	1,815	1,805	1,797	1,702	1,853	1,732
Na	0,373	0,301	0,415	0,278	0,333	0,339	0,365	0,288	0,357	0,390	0,326	0,390	0,392	0,433	0,311	0,371
K	0,062	0,050	0,057	0,049	0,081	0,082	0,062	0,032	0,027	0,094	0,049	0,088	0,071	0,076	0,046	0,083
Total	17,231	17,156	17,191	17,191	17,142	17,147	17,178	17,096	17,175	17,232	17,180	17,283	17,259	17,211	17,211	17,185
Classificação	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda
Descrição	ca	magnésio-hornblenda	magnésio-hornblenda	magnésio-hornblenda	ischomarkit	ischomarkit	ischomarkit	magnésio-hornblenda	magnésio-hornblenda	ischomarkit	ischomarkit	ischomarkit	ischomarkit	ischomarkit	ischomarkit	ischomarkit
Baddeleyite, Al m anfibolito, P (libre)																
Hemimorfite & Zin (1938)	10	7	8	7	11	10	10	7	7	11	9	11	10	10	10	10
Holmeyer et al. (1937)	11	8	9	8	12	11	11	8	8	11	10	12	11	11	11	11
Schmidt (1992)	11	8	8	8	11	11	10	8	8	11	9	11	10	10	11	10

Resultados da química mineral do anfibolito CM-166

Tabela 3 continuação. Resultados da química mineral rochas de médio grau de Huánuco.

	B1	B2	B3-1	B3-2	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B12-2	B13-2	B15-2
SiO2	35,882	35,666	36,421	36,352	36,956	35,31	35,644	35,47	36,769	35,211	34,933	35,079	34,494
TiO2	1,541	1,639	1,821	1,6	1,572	1,499	1,761	1,599	1,701	1,529	1,468	1,638	1,38
Al2O3	20,055	20,333	20,812	19,763	19,56	18,447	20,58	19,217	19,336	19,64	19,589	19,219	19,924
FeO	17,904	18,926	17,726	16,564	17,887	19,573	18,289	19,274	18,425	19,469	20,336	22,408	19,504
MnO	0	0,037	0,023	0,049	0,026	0,051	0,044	0,065	0,063	0,038	0,007	0,014	0
MgO	9,36	9,06	8,169	9,45	9,372	8,766	9,15	9,245	8,679	9,069	9,005	8,097	8,662
CaO	0,154	0,088	0,056	0,168	0,073	0,161	0,0123	0,156	0,167	0,042	0,05	0,034	0,039
Na2O	0,134	0,199	0,128	0,105	0,112	0,14	0,239	0,205	0,168	0,196	0,206	0,185	0,23
K2O	7,32	7,905	8,547	7,51	8,042	7,096	8,7	7,187	7,356	8,079	8,107	8,122	8,562
F	0,217	0,156	0,236	0,036	0,3	0,073	0,234	0,076	0,097	0,188	0,115	0,291	0,219
Cl	0,041	0,036	0,025	0,033	0,021	0,017	0,02	0,024	0,013	0,017	0,039	0,031	0,02
BaO	0,07	0,126	0,05	0,113	0,038	0,121	0,174	0,14	0,14	0,177	0,072	0,137	0
Total	92,678	94,172	94,074	91,744	92,699	91,524	94,847	92,657	92,914	93,855	93,928	95,252	93,236
Formula													
Si	5,503	5,431	5,524	5,588	5,589	5,556	5,404	5,486	5,628	5,429	5,389	5,403	5,361
Al IV	2,497	2,569	2,476	2,412	2,401	2,444	2,506	2,514	2,372	2,571	2,611	2,597	2,639
Al VI	1,127	1,081	1,244	1,168	1,091	0,977	1,082	0,988	1,117	0,998	0,951	0,891	1,011
Ti	0,178	0,188	0,208	0,185	0,179	0,177	0,201	0,186	0,196	0,177	0,170	0,190	0,161
Fe(II)	2,296	2,410	2,248	2,129	2,279	2,575	2,319	2,493	2,358	2,510	2,623	2,886	2,535
Mn	0,000	0,005	0,003	0,006	0,003	0,007	0,006	0,009	0,008	0,005	0,001	0,002	0,000
Mg	2,140	2,057	1,847	2,165	2,117	2,056	2,068	2,132	1,981	2,085	2,071	1,859	2,053
Ca	0,025	0,014	0,009	0,028	0,012	0,027	0,002	0,026	0,027	0,007	0,008	0,006	0,006
Na	0,040	0,059	0,038	0,032	0,033	0,043	0,070	0,061	0,050	0,059	0,062	0,055	0,069
K	1,432	1,536	1,654	1,472	1,554	1,424	1,683	1,418	1,436	1,589	1,595	1,596	1,697
Cl	0,011	0,009	0,006	0,009	0,005	0,005	0,006	0,003	0,004	0,010	0,008	0,008	0,005
F	0,105	0,075	0,113	0,017	0,144	0,036	0,112	0,037	0,047	0,082	0,056	0,142	0,108
TOTAL	15,238	15,349	15,251	15,185	15,267	15,287	15,430	15,313	15,173	15,430	15,483	15,485	15,533
Termômet													
ro Ti em													
biotita													
(Hony,													
2005), °C.	559	565	585	573	560	548	582	563	573	551	538	553	526

Resultados da química mineral biotita CM-226

	M2-1	M2-2	M5	M6	M7	M8	M9	M10-2	M11	M12	M13
SiO2	45,224	46,638	45,584	45,313	45,471	45,369	45,055	45,287	46,857	44,752	44,09
TiO2	0,247	0,051	0,122	0,015	0	0,291	0,081	0,061	0,231	0,311	0,301
Al2O3	35,451	37,293	37,08	37,06	36,873	36,835	36,463	37,008	35,841	35,755	36,56
FeO	1,774	1,066	1,203	0,997	0,895	0,912	1,171	1,008	1,371	2,115	1,691
MnO	0	0,019	0,011	0,016	0,015	0,023	0	0,012	0,011	0,028	0
MgO	0,805	0,385	0,506	0,325	0,407	0,357	0,466	0,357	0,557	0,921	0,448
CaO	0,043	0	0	0	0	0,022	0,014	0	0,059	0	0
Na2O	0,862	1,227	1,18	1,284	1,203	1,245	1,154	1,244	1,148	1,274	1,149
K2O	8,653	9,381	9,201	9,331	9,396	8,04	9,043	9,299	8,562	9,244	9,199
F	0,061	0	0	0,028	0,135	0,136	0,135	0	0,024	0,029	0,08
Cl	0,008	0,014	0	0,013	0,003	0,004	0	0,004	0,004	0,005	0
BaO	0,364	0,215	0,198	0,187	0,283	0,228	0,272	0,316	0,341	0,195	0,29
Total	93,493	98,288	95,084	94,57	94,481	93,462	93,852	94,586	95,006	94,627	93,898
Formula											
Si	6,120	0,969	6,053	6,053	6,089	6,087	6,071	6,052	6,208	6,022	5,971
Al IV	1,880	0,914	1,947	1,947	1,911	1,913	1,929	1,948	1,792	1,978	2,029
Al VI	3,773	0,000	3,855	3,887	3,876	3,912	3,862	3,881	3,805	3,693	3,805
Ti	0,025	0,001	0,012	0,002	0,000	0,029	0,006	0,006	0,023	0,031	0,040
Fe(II)	0,201	0,185	0,134	0,111	0,100	0,102	0,132	0,113	0,152	0,238	0,191
Mn	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000
Mg	0,162	0,119	0,100	0,065	0,081	0,071	0,084	0,071	0,110	0,165	0,090
Ca	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,008	0,000	0,000

	1-Borde	1 Nucleo	1 Borda	2 Borda	2 Nucleo	3 Nucleo	3 medio	3 Borde	4 Nucleo	4 Borde	5 Nucleo	5 Borde	5
SiO2	66,557	63,073	66,005	63,035	78,981	63,126	62,238	61,79	61,808	60,747	58,382	60,144	62,485
Al2O3	20,661	23,088	21,489	22,659	12,106	22,091	22,827	22,501	21,597	21,491	22,964	22,566	22,704
TiO2	0	0	0	0,04	0	0	0,04	0	0	0	0	0,079	0,04
Fe2O3	0,7	0,119	0,071	0,064	0,465	0,134	0,012	0,161	0	0,142	0,006	0	0,099
MnO	0,012	0,043	0	0,018	0	0,022	0,006	0,018	0	0,001	0	0	0,021
MgO	0,033	0	0,007	0,001	0	0,003	0,004	0	0,011	0	0,009	0	0
CaO	1,213	4,408	2,053	4,099	2,331	3,455	4,23	3,995	2,991	2,914	4,842	4,142	4,108
Na2O	10,945	8,933	10,341	9,139	4,649	9,731	9,214	9,474	9,849	10,031	8,612	9,153	9,264
K2O	0,031	0,03	0,033	0,06	0,049	0,032	0,031	0,055	0,077	0,029	0,014	0,02	0,033
Total	99,472	99,693	99,997	99,114	98,58	98,594	99	97,994	96,333	95,354	94,829	96,104	98,753
Formula													
Si	11,730283	11,19056	11,589883	11,24283	13,55916	11,31937	11,16931	11,18025	11,32827	11,27891	10,93149	11,092733	11,20135
Al	4,2913721	4,827528	4,4468094	4,762824	2,449294	4,668309	4,827803	4,798053	4,664902	4,702501	5,067317	4,9049087	4,796527
Fe(II)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,2290327	0,837861	0,3862007	0,783238	0,428721	0,663719	0,813267	0,774412	0,587296	0,579634	0,971286	0,8184238	0,788945
Na	3,739718	3,072657	3,5202467	3,160099	1,547312	3,382828	3,205732	3,323341	3,499609	3,610728	3,126171	3,2727894	3,219596
K	0,0069692	0,00679	0,0073914	0,013651	0,01073	0,007319	0,007096	0,012694	0,018002	0,006868	0,003344	0,0047053	0,007546
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	19,997375	19,9354	19,950531	19,96264	17,99522	20,04155	20,02321	20,08875	20,09808	20,17864	20,09961	20,09356	20,01396
An	5,7607852	21,38869	9,8675685	19,79379	21,57884	16,37249	20,19989	18,84008	14,30718	13,80991	23,68527	19,981448	19,64462
Ab	94,06392	78,43799	89,943579	79,86124	77,88106	83,44696	79,62385	80,85109	85,25427	86,02645	76,23319	79,903675	80,16748
Or	0,1752951	0,173321	0,1888523	0,344976	0,540094	0,180553	0,176261	0,308827	0,438546	0,163639	0,08154	0,1148772	0,187895

Resultados de química mineral do plagioclásio CM-226

	G1-1-Bio 1- Mos 8	G1-2 Mos 2	G2-1-Bio5- Mos 2	G2-2	G2-3	G2-4	G2-6	G2-7	G2-8	G2-11	G2-12	G3-1-Bio 3- Mos 12	G3-2
SiO2	37,121	37,225	36,778	36,646	37,021	36,841	37,679	37,414	36,974	36,491	36,365	36,408	36,217
TiO2	0,019	0,094	0	0,042	0,014	0,014	0	0,014	0	0,041	0	0,009	0
Al2O3	20,278	21,79	21,538	21,136	21,071	21,036	21,602	21,361	21,155	21,147	20,734	21,058	20,729
FeO	33,391	30,211	35,342	34,934	35,33	36,125	36,39	36,309	35,048	36,091	35,402	36,428	34,641
MnO	2,172	1,181	1,719	1,715	1,907	1,553	1,219	1,703	1,876	1,843	1,794	2,057	2,388
MgO	1,572	2,457	2,332	2,224	1,689	1,83	2,418	1,839	1,796	1,578	1,775	1,63	2,108
CaO	3,266	4,745	1,721	1,883	1,826	1,854	1,866	1,809	1,887	1,799	1,887	1,887	1,629
Cr2O3	0	0,041	0,014	0,001	0	0	0,016	0,01	0	0,018	0,004	0	0
Total	97,861	97,774	99,476	98,633	98,874	99,266	101,197	100,468	98,737	99,031	98,024	99,511	97,757
Si	3,050	2,989	2,972	2,988	3,010	2,998	2,994	3,001	3,005	2,981	2,999	2,976	2,993
Al vi	1,968	2,069	2,031	2,025	2,028	2,020	2,022	2,026	2,036	2,023	2,019	2,006	2,015
Cr	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe2+	2,321	2,131	2,430	2,419	2,454	2,486	2,449	2,474	2,438	2,501	2,468	2,498	2,415
Mn	0,151	0,080	0,118	0,118	0,131	0,107	0,082	0,116	0,129	0,128	0,125	0,142	0,167
Mg	0,193	0,294	0,281	0,270	0,205	0,222	0,286	0,220	0,218	0,192	0,218	0,199	0,260
Ca	0,287	0,408	0,149	0,165	0,159	0,162	0,159	0,155	0,164	0,157	0,167	0,165	0,144
Total	7,971	7,991	8,009	8,000	7,988	7,997	7,999	7,994	7,991	8,004	7,997	8,011	8,001
Almandina	78,601	73,136	81,575	81,387	83,212	83,516	82,283	83,439	82,667	83,977	82,863	82,987	80,873
Grossularia	9,731	13,878	4,969	5,531	5,394	5,431	5,287	5,211	5,573	5,229	5,587	5,554	4,831
Piropo	6,536	10,094	9,452	9,094	6,941	7,457	9,623	7,416	7,380	6,453	7,328	6,674	8,698
Espesartina	5,132	2,757	3,959	3,985	4,453	3,596	2,757	3,902	4,380	4,282	4,209	4,786	5,599

Resultados de química mineral da granada CM-226

Tabela 3 continuação. Resultados de química mineral rochas de medio grau de Huánuco.

Resultados da química mineral da moscovita CM-97

Resultados de química mineral de mostacilla CH-87

Tabela 4. Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.

	M1-1	M1-2	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8-1	M8-2	M9-1	M9-2	M10-1	M10-2	M11-1	M11-2	M12	M12-2
SiO ₂	47,899	50,419	47,554	47,664	48,434	47,544	48,009	47,764	48,987	48,669	49,902	47,246	48,322	46,303	49,101	47,71	48,784	47,492
TiO ₂	0,066	0,106	0,162	0,242	0,247	0,282	0,131	0,247	0,136	0,207	0,076	0,217	0,247	0,13	0,126	0,272	0,136	0,161
Al ₂ O ₃	30,188	25,585	29,829	29,17	29,225	29,267	30,499	29,042	27,053	28,524	27,08	28,824	30,343	29,506	28,012	29,054	27,265	29,059
Fe ₂ O ₃	2,684	4,4	3,002	3,613	3,707	3,866	3,153	3,597	3,681	3,392	3,594	3,084	2,889	5,691	3,293	3,57	3,536	3,812
MnO	0	0,084	0,005	0,04	0,033	0	0,016	0	0,046	0,031	0,07	0	0,012	0,055	0,033	0,025	0,052	0,042
MgO	1,939	2,49	1,829	2,061	2,048	1,871	1,948	1,995	2,349	2,128	2,415	1,976	1,754	2,468	2,252	1,946	2,224	2,076
CaO	0,008	0	0,005	0,005	0,001	0	0,012	0	0	0	0	0,01	0	0,002	0	0	0,01	0
Na ₂ O	0,14	0,133	0,268	0,237	0,261	0,278	0,124	0,218	0,166	0,271	0,169	0,255	0,178	0,233	0,14	0,204	0,234	0,221
K ₂ O	10,501	10,259	10,144	10,38	10,354	10,213	9,533	9,954	10,169	9,882	10,479	10,363	10,382	9,358	10,469	10,502	10,013	10,224
F	0,135	0,177	0,048	0	0	0,089	0,039	0,117	0,158	0,141	0,141	0,189	0,178	0,051	0	0,041	0	0,153
Cl	0,001	0,007	0	0	0	0,01	0,011	0,007	0	0,006	0,001	0	0,008	0	0,004	0	0,005	0
BaO	0,389	0,255	0,21	0,287	0,29	0,224	0,305	0,237	0,294	0,197	0,15	0,285	0,331	0,16	0,317	0,253	0,225	0,297
Total	93,951	93,915	92,857	93,699	94,599	93,764	93,77	93,718	94,06	93,448	94,077	92,448	94,643	92,859	93,748	93,577	92,505	93,538
Formula																		
Si	6,535	6,917	6,551	6,544	6,580	6,527	6,524	6,576	6,818	6,664	6,806	6,572	6,542	6,322	6,715	6,560	6,752	6,545
Al IV	1,465	1,083	1,449	1,458	1,420	1,473	1,476	1,424	1,182	1,336	1,194	1,428	1,458	1,678	1,285	1,440	1,248	1,455
Al VI	3,390	3,053	3,361	3,264	3,259	3,266	3,407	3,289	3,167	3,266	3,159	3,287	3,384	3,175	3,230	3,269	3,203	3,264
Ti	0,007	0,011	0,017	0,025	0,025	0,029	0,013	0,026	0,014	0,021	0,008	0,023	0,025	0,014	0,013	0,028	0,014	0,017
Fe(II)	0,305	0,505	0,346	0,415	0,421	0,444	0,358	0,414	0,420	0,388	0,410	0,359	0,327	0,664	0,377	0,410	0,409	0,439
Mn	0,000	0,010	0,001	0,005	0,004	0,000	0,002	0,000	0,005	0,004	0,008	0,000	0,001	0,007	0,004	0,003	0,006	0,005
Mg	0,394	0,509	0,376	0,422	0,415	0,403	0,395	0,409	0,478	0,434	0,491	0,410	0,354	0,513	0,459	0,399	0,459	0,426
Ca	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,037	0,035	0,072	0,063	0,069	0,074	0,033	0,058	0,049	0,072	0,045	0,069	0,047	0,063	0,037	0,054	0,063	0,059
K	1,828	1,795	1,782	1,818	1,794	1,789	1,653	1,748	1,769	1,726	1,823	1,839	1,793	1,666	1,826	1,842	1,758	1,797
Cl	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
F	0,058	0,077	0,021	0,000	0,000	0,039	0,017	0,051	0,068	0,061	0,061	0,083	0,076	0,023	0,000	0,018	0,000	0,087
TOTAL	13,963	13,918	13,954	14,012	13,987	14,005	13,882	13,944	13,903	13,912	13,943	13,897	13,931	14,102	13,948	14,006	13,923	14,007

Tabela. Resultados de química mineral da moscovita CM-131

	C1	C2	C3	C4	C5-1	C5-2	C6-1	C6-2	C7
SiO ₂	24,694	24,189	24,907	24,299	24,679	24,892	24,064	24,189	24,352
TiO ₂	0,07	0,032	0	0,074	0,074	0	0,042	0,014	0,12
Al ₂ O ₃	20,717	20,579	20,038	20,368	20,265	20,239	20,598	21,021	20,788
Fe ₂ O ₃	31,494	31,938	30,986	30,941	31,33	31,518	31,411	31,104	31,541
MnO	0,3342	0,353	0,38	0,387	0,404	0,395	0,402	0,404	0,329
MgO	9,883	9,529	10,465	9,91	10,35	10,347	9,889	9,733	10,002
CaO	0,013	0,042	0,011	0,035	0	0	0,006	0,01	0,011
Na ₂ O	0,013	0,01	0	0	0,021	0,007	0	0	0,016
K ₂ O	0	0,029	0,008	0,025	0	0,012	0	0	0,025
F	0,147	0	0	0,074	0	0,016	0,119	0,064	0
Cl	0,008	0	0,001	0,016	0,01	0,004	0,007	0	0
BaO	0,143	0	0	0	0,025	0,007	0	0	0,069
Total	87,624	86,701	86,807	86,129	87,157	87,437	86,637	86,538	87,252
Formula									
Si	5,408	5,371	5,487	5,407	5,427	5,457	5,338	5,354	5,357
Ti	0,012	0,005	0,000	0,012	0,012	0,000	0,007	0,002	0,020
Al	5,348	5,396	5,203	5,342	5,253	5,230	5,385	5,485	5,390
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,121	0,063	0,087	0,106	0,065	0,073	0,062	0,111	0,065
Fe ²⁺	5,647	5,868	5,623	5,652	5,697	5,706	5,785	5,647	5,738
Mn	0,062	0,066	0,071	0,073	0,075	0,073	0,076	0,076	0,061
Mg	3,259	3,154	3,437	3,287	3,393	3,381	3,303	3,212	3,260
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,003	0,010	0,003	0,008	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003
Na	0,006	0,004	0,000	0,000	0,009	0,003	0,000	0,000	0,007
K	0,000	0,008	0,002	0,007	0,000	0,003	0,000	0,000	0,007
Ba	0,012	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,006
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,006	0,000	0,001	0,011	0,007	0,003	0,005	0,000	0,000
Cl	0,055	0,000	0,000	0,028	0,000	0,006	0,045	0,024	0,000
Total	19,939	19,937	19,913	19,933	19,942	19,936	19,987	19,913	19,935
Classificação Temperatura Cristalização (1995) °C	358	362	344	358	353	349	368	366	365
Temperatura Juntas (1991), °C	365	369	350	364	380	355	375	372	371

Resultados de química mineral da clorita CM-131

Tabela 4 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.

	1-S1	1-S2	2-S2	2-S1	3-S2	4-S2	4-2-S2	5-S2	5-2-S2	5-3-S2	6-1-S2	6-2-S2	6-3-S2	7-S2	5-1-S2	5-2-S2
SiO2	46,899	46,634	45,572	46,275	46,349	46,05	45,964	46,877	47,358	45,737	46,996	46,846	46,578	46,886	43,448	47,032
TiO2	0,292	0,377	0,442	0,422	0,351	0,306	0,346	0,261	0,372	0,29	0,311	0,336	0,21	0,246	0,244	0,417
Al2O3	32,109	32,689	30,253	31,309	33,031	31,146	31,47	31,576	32,231	31,053	31,432	31,637	31,906	31,724	30,386	31,541
FeO	2,385	2,288	3,584	2,362	2,225	2,336	2,547	2,435	2,416	3,364	3,047	2,685	2,449	2,482	6,787	2,491
MnO	0,031	0,023	0,035	0,008	0	0,03	0,004	0,011	0	0,004	0,024	0,002	0	0,028	0,048	0
MgO	1,551	1,437	2,124	1,634	1,26	1,705	1,672	1,583	1,503	2,078	1,698	1,726	1,575	1,607	3,105	1,572
Na2O	0,887	0,978	0,36	0,627	0,741	0,59	0,605	0,575	0,951	0,842	0,595	0,6	0,767	0,723	0,448	0,709
K2O	9,438	9,575	9,902	9,953	9,758	9,887	9,833	9,993	9,341	9,083	9,796	9,71	9,74	9,943	8,343	9,188
F	0,203	0,035	0,178	0,065	0,043	0,192	0	0	0,08	0,094	0,159	0,076	0,194	0,125	0	0,138
Cl	0	0,008	0,14	0,002	0,001	0	0,012	0,019	0	0,004	0,008	0	0,011	0,007	0,015	0,011
Total	93,946	94,323	92,64	92,922	93,965	92,409	92,547	93,544	94,526	92,717	94,149	93,862	93,712	93,888	93,156	93,335
Formula																
Si	6,361	6,304	6,335	6,367	6,283	6,371	6,337	6,393	6,377	6,315	6,384	6,373	6,355	6,376	6,085	6,410
Al IV	1,639	1,696	1,665	1,633	1,717	1,629	1,663	1,607	1,623	1,685	1,618	1,627	1,645	1,624	1,915	1,590
Al VI	3,493	3,511	3,291	3,443	3,559	3,449	3,450	3,468	3,491	3,368	3,416	3,445	3,486	3,461	3,100	3,475
Ti	0,030	0,038	0,046	0,044	0,036	0,032	0,036	0,027	0,038	0,030	0,032	0,034	0,022	0,025	0,026	0,043
Fe(II)	0,270	0,259	0,417	0,272	0,252	0,270	0,294	0,278	0,272	0,388	0,346	0,305	0,279	0,282	0,795	0,284
Mn	0,004	0,003	0,004	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000
Mg	0,314	0,290	0,440	0,335	0,255	0,352	0,344	0,322	0,302	0,428	0,344	0,350	0,320	0,326	0,648	0,319
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,233	0,256	0,097	0,167	0,195	0,158	0,162	0,152	0,248	0,225	0,157	0,158	0,203	0,191	0,122	0,187
K	1,633	1,651	1,756	1,747	1,687	1,745	1,729	1,738	1,604	1,600	1,697	1,685	1,695	1,725	1,490	1,597
Cl	0,000	0,002	0,033	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,002	0,004	0,003
F	0,087	0,015	0,078	0,028	0,018	0,084	0,000	0,000	0,034	0,041	0,068	0,033	0,084	0,054	0,000	0,059
TOTAL	13,976	14,007	14,051	14,008	13,984	14,010	14,015	13,986	13,955	14,040	13,994	13,978	14,006	14,013	14,186	13,906

Resultados de química mineral da moscovita CM-108

	1-S1	2-S1	1-S2	2-S2
SiO2	26,433	24,62	24,73	26,001
TiO2	0,146	0,145	0,084	0,037
Al2O3	22,265	21,337	20,937	18,914
FeO	25,972	28,952	28,338	29,636
MnO	0,166	0,198	0,112	0,223
MgO	10,455	11,671	12,062	11,44
CaO	0,074	0	0,006	0,013
Na2O	0,093	0,04	0,035	0
K2O	0,952	0,052	0,054	0,16
FeO	0	0	0	0,236
Cl	0,005	0	0,008	0,005
BaO	0	0	0	0,041
Total	85,661	86,655	86,365	86,706
Formula				
Si	5,664	5,390	5,686	5,342
Ti	0,024	0,014	0,006	0,024
Al	5,623	5,379	4,875	5,457
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,350	0,080	0,190	0,079
Fe2+	4,304	5,066	5,230	5,175
Mn	0,030	0,021	0,041	0,036
Mg	3,339	3,919	3,729	3,775
Ca	0,017	0,001	0,003	0,000
Na	0,039	0,015	0,000	0,017
K	0,260	0,015	0,045	0,014
F	0,000	0,000	0,163	0,000
Cl	0,002	0,003	0,002	0,000
Total	19,652	19,923	19,975	19,921
Classificação	ripidolita	ripidolita	brunsvigite	ripidolita
Termômetro Cathelineau (1988) °C	325	360	317	368
Termômetro Jowell (1991) °C	330	365	323	373

Resultados de química mineral da clorita CM-108

Tabela 4 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.

	P1-1	P1-2	P1-3	P1-4	P1-5	P2	P2-2	P2-3	P3	P3-2	P3-3
SiO2	70,002	69,84	69,52	67,95	67,88	67,117	68,696	69,535	69,053	68,286	69,228
Al2O3	19,438	19,532	19,52	18,897	18,953	19,128	19,332	19,184	19,546	19,199	19,038
TiO2	0	0,01	0,02	0,005	0	0	0,05	0	0,03	0,015	0
Fe2O3	0,022	0,028	0,016	0,007	0,038	0,163	0,003	0	0,057	0,006	0,026
MnO	0,03	0,004	0	0	0,011	0	0	0,024	0,029	0,025	0,002
MgO	0,01	0	0	0	0,009	0,001	0	0	0	0,007	0,007
CaO	0,002	0,087	0,041	0,024	0,093	0,061	0,091	0,067	0,049	0,291	0,033
Na2O	11,793	10,192	10,076	10,096	10,505	10,839	10,464	10,285	10,117	10,518	10,524
K2O	0,091	0,048	0,028	0	0,027	0,047	0,043	0,075	0,011	0,088	0,04
BaO	0	0,065	0	0	0	0,091	0	0,07	0,068	0	0,101
SrO	0	0	0	0	0,05	0	0	0,023	0	0,045	0
Total	101,362	99,807	99,221	96,979	97,566	97,448	98,68	99,263	98,961	98,481	98,998
Formula											
Si	12,053	12,130	12,132	12,140	12,097	12,020	12,089	12,153	12,105	12,068	12,144
Al	3,944	3,998	4,014	3,979	3,981	4,037	4,009	3,951	4,038	3,999	3,936
Fe(II)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,016	0,008	0,005	0,018	0,012	0,017	0,013	0,009	0,055	0,006
Na	3,936	3,432	3,409	3,497	3,629	3,763	3,570	3,485	3,438	3,604	3,579
K	0,020	0,011	0,006	0,000	0,006	0,011	0,010	0,017	0,002	0,020	0,009
Ba	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,005	0,005	0,000	0,007
TOTAL	19,954	19,592	19,569	19,620	19,731	19,849	19,696	19,623	19,597	19,745	19,682
An	0,009	0,468	0,224	0,131	0,486	0,309	0,477	0,357	0,267	1,498	0,173
Ab	99,486	99,224	99,594	99,869	99,346	99,407	99,255	99,167	99,662	97,963	99,578
Or	0,505	0,307	0,182	0,000	0,168	0,284	0,268	0,476	0,071	0,539	0,249

Resultados de química mineral da clorita CM-131

Tabela 4 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.

	P1	P1-2	P1-3	P1-4	P1-5	P2-1	P2-2	P2-3	P3-1	P3-2	P3-3
SiO2	66,235	67,728	68,072	68,315	68,636	68,386	68,089	68,517	67,467	68,037	68,212
Al2O3	19,328	19,312	19,433	19,503	19,48	19,385	19,041	19,536	19,162	19,076	19,71
TiO2	0,015	0,041	0	0	0	0,041	0,005	0,025	0	0,01	0,02
Fe2O3	0,178	0,111	0,072	0,0139	0,076	0,21	0,079	0,078	0,157	0,047	0,11
MnO	0,011	0	0	0	0	0	0,023	0	0	0	0,003
MgO	0,011	0,001	0,003	0,005	0,003	0,007	0	0,001	0	0,003	0
CaO	0,178	0,036	0,035	0,116	0,134	0,101	0,082	0,11	0,141	0,177	0,186
Na2O	12,143	12,176	11,915	12,202	11,972	12,129	12,353	12,004	12,162	12,197	12,058
K2O	0,055	0,054	0,055	0,084	0,055	0,08	0,068	0,058	0,025	0,057	0,075
Total	98,155	99,458	99,586	100,365	100,355	100,388	99,742	100,329	99,114	99,604	100,373
Formula											
Si	11,865	11,943	11,961	11,938	11,970	11,961	11,975	11,958	11,943	11,973	11,915
Al	4,080	4,013	4,024	4,017	4,004	3,996	3,947	4,018	3,998	3,956	4,057
Fe(ii)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,034	0,007	0,007	0,022	0,025	0,019	0,015	0,021	0,027	0,033	0,035
Na	4,217	4,163	4,059	4,134	4,048	4,113	4,212	4,061	4,174	4,161	4,083
K	0,013	0,012	0,012	0,019	0,012	0,018	0,015	0,013	0,006	0,013	0,017
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	20,209	20,138	20,063	20,130	20,058	20,106	20,165	20,071	20,148	20,136	20,107
An	0,801	0,163	0,162	0,520	0,613	0,456	0,364	0,502	0,636	0,793	0,842
Ab	98,904	99,547	99,536	99,031	99,088	99,114	99,276	99,182	99,230	98,903	98,754
Or	0,295	0,290	0,302	0,449	0,300	0,430	0,360	0,315	0,134	0,304	0,404

Resultados de química mineral do plagioclásio CM-96

	C2	C3	C3	C4	C5	C5-2	C6	C7	C7-2	C4
SiO2	24,732	24,952	25,195	24,903	25,517	25,371	24,744	24,828	24,906	24,732
TiO2	0,037	0	0	0,051	0,033	0,084	0,074	0,042	0,056	0,037
Al2O3	19,951	19,729	19,891	19,797	19,463	19,327	19,723	19,379	19,376	19,951
FeO	28,32	27,894	28,458	27,554	26,479	26,965	27,609	26,726	27,837	28,32
MnO	0,41	0,39	0,319	0,3	0,395	0,377	0,378	0,305	0,316	0,41
MgO	12,587	12,962	12,635	13,275	13,597	13,742	13,047	13,969	13,415	12,587
CaO	0,042	0,015	0,09	0,03	0,04	0,036	0,097	0,02	0	0,042
Na2O	0,011	0,015	0,032	0,028	0,006	0	0	0,018	0	0,011
K2O	0,027	0,032	0,031	0	0,024	0,024	0,005	0,011	0,003	0,027
F	0	0,027	0	0,046	0	0,107	0	0	0	0
Cl	0,003	0,008	0	0,003	0,001	0,009	0,014	0	0	0
BaO	0	0	0	0,087	0,013	0	0,053	0	0	0,003
Total	86,118	86,024	86,652	86,134	85,568	86,04	85,745	85,299	85,909	86,118
Formula										
Si	5,424	5,465	5,485	5,443	5,568	5,526	5,435	5,454	5,461	5,424
Ti	0,006	0,000	0,000	0,008	0,005	0,014	0,012	0,007	0,009	0,006
Al	5,158	5,093	5,104	5,100	5,006	4,962	5,106	5,018	5,008	5,158
Fe3+	0,004	0,011	0,026	0,005	0,072	0,040	0,004	0,000	0,000	0,003
Fe2+	5,190	5,098	5,155	5,032	4,760	4,872	5,067	4,946	5,131	5,191
Mn	0,076	0,072	0,059	0,056	0,073	0,070	0,070	0,057	0,059	0,076
Mg	4,115	4,232	4,101	4,325	4,423	4,462	4,272	4,574	4,385	4,115
Ca	0,010	0,004	0,021	0,007	0,009	0,008	0,023	0,005	0,000	0,010
Na	0,005	0,006	0,014	0,012	0,003	0,000	0,000	0,008	0,000	0,005
K	0,008	0,009	0,009	0,000	0,007	0,007	0,001	0,003	0,001	0,008
F	0,002	0,006	0,000	0,002	0,001	0,006	0,010	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,010	0,000	0,017	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	19,998	20,005	19,974	20,014	19,928	20,006	20,005	20,035	20,026	19,997
Classificação	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita
Termómetro Cathelineau (1988), °C	353	347	344	350	331	338	351	349	348	353
Termómetro Jowett (1991), °C	358	352	349	355	336	342	356	354	353	358

Resultados de química mineral da clorita CM-96

Tabela 4 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.

	P-C1	P-C4	P-C4-1	P-C5	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P8
SiO2	51,547	48,145	51,417	49,776	48,964	51,93	51,587	50,171	53,212	52,912	48,127
TiO2	0,044	0,078	0,064	0,151	0,142	0,064	0,084	0	0,104	0,119	0,025
Al2O3	1,823	4,17	3,283	4,753	4,909	1,792	1,549	3,42	1,465	1,51	5,219
FeO	15,79	16,177	15,69	17,655	17,781	14,424	14,353	16,279	13,713	13,458	17,147
MnO	0,239	0,245	0,263	0,323	0,316	0,196	0,272	0,274	0,277	0,324	0,288
MgO	13,444	11,801	12,836	11,668	11,549	14,08	14,621	13,952	14,967	15,097	12,959
CaO	11,765	11,254	10,875	11,308	11,282	11,871	11,838	10,993	11,309	11,378	9,796
Na2O	0,406	1,175	0,947	1,039	1,049	0,353	0,463	0,224	0,476	0,543	0,904
K2O	0,041	0,168	0,112	0,225	0,199	0,049	0,046	0,055	0,045	0,037	0,113
F	0,091	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0	0
Cl	0,012	0,05	0,012	0,002	0	0,005	0,003	0	0	0	0,05
Total	95,276	93,827	95,602	96,953	96,192	94,766	95,817	95,369	95,626	95,378	94,582
Si	7,687	7,412	7,612	7,360	7,299	7,732	7,664	7,341	7,770	7,745	7,094
Ti	0,005	0,009	0,007	0,017	0,016	0,007	0,009	0,000	0,011	0,013	0,003
Al	0,320	0,757	0,573	0,828	0,862	0,314	0,271	0,590	0,252	0,260	0,907
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(iii)	0,412	0,306	0,447	0,496	0,564	0,308	0,472	1,208	0,504	0,494	1,527
Fe(ii)	1,557	1,776	1,496	1,687	1,653	1,488	1,311	0,784	1,170	1,153	0,586
Mn	0,030	0,032	0,033	0,040	0,040	0,025	0,034	0,034	0,034	0,040	0,036
Mg	2,989	2,708	2,833	2,572	2,567	3,125	3,238	3,043	3,258	3,294	2,848
Ca	1,880	1,856	1,725	1,791	1,802	1,894	1,884	1,723	1,769	1,784	1,547
Na	0,117	0,351	0,272	0,298	0,303	0,102	0,133	0,064	0,135	0,154	0,258
K	0,008	0,033	0,021	0,042	0,038	0,009	0,009	0,010	0,008	0,007	0,021
Zr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	15,005	15,240	15,018	15,131	15,143	15,005	15,026	14,797	14,912	14,945	14,826
Formula											
Si	7,687	7,412	7,612	7,360	7,299	7,732	7,664	7,341	7,770	7,745	7,094
Al (iv)	0,313	0,588	0,388	0,640	0,701	0,268	0,271	0,590	0,230	0,255	0,906
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,935	7,931	8,000	8,000	8,000
Al (vi)	0,007	0,168	0,185	0,188	0,161	0,047	0,000	0,000	0,022	0,005	0,000
Ti	0,005	0,009	0,007	0,017	0,016	0,007	0,009	0,000	0,011	0,013	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(iii)	0,412	0,306	0,447	0,496	0,564	0,308	0,472	1,208	0,504	0,494	1,527
Fe(ii)	1,557	1,776	1,496	1,687	1,653	1,488	1,311	0,784	1,170	1,153	0,586
Mn	0,030	0,032	0,033	0,040	0,040	0,025	0,034	0,034	0,034	0,040	0,036
Mg	2,989	2,708	2,833	2,572	2,567	3,125	3,238	3,043	3,258	3,294	2,848
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,065	5,069	5,000	5,000	5,000
Ca	1,880	1,856	1,725	1,791	1,802	1,894	1,884	1,723	1,769	1,784	1,547
Na	0,117	0,144	0,272	0,209	0,198	0,102	0,116	0,064	0,135	0,154	0,258
B	1,997	2,000	1,997	2,000	2,000	1,996	2,000	1,787	1,904	1,938	1,805
Na	0,000	0,207	0,000	0,089	0,105	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,008	0,033	0,021	0,042	0,038	0,009	0,009	0,010	0,008	0,007	0,021
A	0,008	0,240	0,021	0,131	0,143	0,009	0,026	0,010	0,008	0,007	0,021
Si	7,687	7,412	7,612	7,360	7,299	7,732	7,664	7,341	7,770	7,745	7,094
Al (iv)	0,313	0,588	0,388	0,640	0,701	0,268	0,271	0,590	0,230	0,255	0,906
Al (vi)	0,007	0,168	0,185	0,188	0,161	0,047	0,000	0,000	0,022	0,005	0,000
Fe(iii)	0,412	0,306	0,447	0,496	0,564	0,308	0,472	1,208	0,504	0,494	1,527
Ti	0,005	0,009	0,007	0,017	0,016	0,007	0,009	0,000	0,011	0,013	0,003
Fe(ii)	1,557	1,776	1,496	1,687	1,653	1,488	1,311	0,784	1,170	1,153	0,586
Mn	0,030	0,032	0,033	0,040	0,040	0,025	0,034	0,034	0,034	0,040	0,036
Mg	2,989	2,708	2,833	2,572	2,567	3,125	3,238	3,043	3,258	3,294	2,848
Ca	1,880	1,856	1,725	1,791	1,802	1,894	1,884	1,723	1,769	1,784	1,547
Na	0,117	0,144	0,272	0,209	0,198	0,102	0,116	0,064	0,135	0,154	0,258
K	0,008	0,033	0,021	0,042	0,038	0,009	0,009	0,010	0,008	0,007	0,021

Resultados de química mineral da granada CM-96

Tabela 4 continuação. Resultados de química rochas de baixo grau de La Unión.

Amostra	CM178	CM198	CM226	CM227	CM243	CM24	CM27	CM30	CM32	CM41	CM55	CM61	CM62	CM64	CM72	CM74	CM77	CM78	CM83	CM86	CM176	CM90	CM167	CM101	CM112	CM115	CM117	CM121	CM127	CM131	CM132	CM139	CM147	Grauvacas
SiO ₂	58.61	58.64	58.8	68.15	63.46	70.86	65.35	77.32	58.8	65.79	44.1	68.14	59.62	64.24	52.77	48.19	73.23	67.96	83.75	61.74	62.67	58.1	59.04	68.55	72.87	70.85	73.77	80.98	54.81	71.97	76.29	61.75	69.56	66.1
TiO ₂	1.05	1	0.799	0.767	0.886	0.669	1	0.713	0.872	0.844	0.375	0.978	0.89	0.978	0.704	1	0.563	0.804	0.397	0.883	0.732	0.862	1	0.758	0.565	0.557	0.5	0.414	2	0.584	0.492	1.01	0.666	0.77
Al ₂ O ₃	19.84	15.45	15.27	161.467	16.99	13.58	14	9.44	19.42	14.54	8.21	14.24	17.64	16.34	13.01	23.81	11.92	15.27	7.06	17.13	16.34	19.12	18.56	15.28	11.59	12.11	10.79	8.51	13.28	12.69	10.08	19.03	13.5	15.5
Fe ₂ O ₃	8	8.4	5.86	5.83	7.14	2.92	5.59	2.79	7.94	6.09	2.05	4.93	7.98	7.33	3.52	9.03	3.9	5.72	2.48	7.73	3.47	8.33	7.74	5.3	3.75	4.03	3.2	2.72	13.29	4.03	3.27	7.05	4.69	6.2
MnO	0.08	0.076	0.035	0.172	0.12	0.02	0.059	0.039	0.067	0.073	0.128	0.053	0.106	0.084	0.174	0.087	0.067	0.131	0.051	0.152	0.154	0.142	0.167	0.116	0.084	0.065	0.065	0.043	0.184	0.048	0.049	0.058	0.053	
MgO	2.16	1.94	1.84	2.13	2.22	2.31	1.97	0.9	2.69	2.94	0.51	1.46	2.63	1.46	0.89	3.2	1.46	2.1	0.8	2.35	1.11	2.76	2.44	0.61	1.65	1.22	0.92	0.69	4.13	1.28	0.89	0.52	1.72	2.1
CaO	0.44	0.35	0.64	3.68	0.68	1.1	0.74	0.89	0.18	1	22.51	0.023	0.24	0.32	11.65	0.32	0.54	0.38	0.4	0.24	3.58	0.27	0.66	0.2	0.73	1.29	1.96	0.35	5.44	0.91	1.39	0.44	0.43	2.6
Na ₂ O	0.83	0.19	1.42	2.28	1.59	5.3	2.76	2.29	1.92	1.31	2.84	3.39	1.63	0.56	3.43	0.93	2.98	2.21	1.75	1.76	3.91	1.57	1.7	0.11	3.5	1.87	1.54	1.66	1.89	1.8	1.79	2.88	0.68	2.8
K ₂ O	3.8	2.46	2.88	2.87	4.89	0.75	2.52	2.1	3.39	3	1.12	2.21	4.71	3.21	1.79	6.78	2.09	3	1.04	3.61	3.43	5.27	4.99	3.51	1.66	2.16	2.21	1.47	1.31	2.86	1.94	2.67	2.91	2.3
P ₂ O ₅	0.22	0.064	0.127	0.154	0.178	0.249	0.209	0.167	0.107	0.144	0.167	0.091	0.141	0.172	0.112	0.192	0.18	0.091	0.072	0.101	0.071	0.131	0.196	0.198	0.16	0.117	0.1	0.102	0.187	0.127	0.11	0.155	0.119	0.14
LOI	4.6	1.76	2.2	2.54	2.2	1.64	3.82	1.73	3.69	3.2	18.7	2.21	3.2	11.21	4.56	1.72	3.28	0.95	2.99	4.8	3.29	3.12	4.4	2.24	5.53	3.47	1.57	3.9	2.25	2.41	4.8	5.94		
Total	99.8	100.37	97.99	99.94	100.35	99.6	98.05	99.08	98.83	100.54	98.78	99.17	4.45	99.36	98.31	98.65	99.17	98.75	98.76	100.17	99.85	99.64	98.94	98.8	99.81	98.53	98.51	100.01	98.55	98.71	100.16	100.27	98.51	
Ba	708	693	442	378	626	322	577	519	726	584	197	347	615	79	297	761	213	429	195	470	765	756	664	672	283	511	4.71	267	271	587	374	588	590	600
Rb	150	75	145	128	192	24	102	73	153	134	49	89	192	3	75	266	91	126	48	117	126	224	210	27	62	104	104	69	50	125	32	140	137	80
Sr	87	75	108	50	78	154	121	154	151	109	1287	129	40	194	704	72	101	99	95	68	296	17	127	205	90	110	171	63	146	79	126	106	102	280
Y	42	45	27	38	35	36	46	28	32	30	27	34	35	31	38	52	28	18	24	31	45	28	38	28	19	31	28	21	33	32	26	39	27	28
Zr	279	338	252	263	206	412	228	228	129	252	229	311	189	133	336	255	254	227	291	203	374	168	227	170	248	256	248	249	167	230	305	261	284	148
Nb	25	19	18	17	18	17	19	27	15	16	9	20	17	16	14	22	16	15	11	19	15	17	20	13	13	12	13	9	14	11	9	18	15	10
Th	21.1	19	14	14	16	15	10	14	19	15	11	13	21	19	10	27	10	18	12	14	14	21	17	13	8.3	12	7	3	15	9	6	15	15	9
Pb	----	7	21	7	16	15	12	11	7	10	19	4	8	19	12	20	18	16	10	11	15	26	27	11	18	15	5	22	32	10	11	10		
Ni	40	26	33	29	39	23	58	13	51	100	8	21	44	54	18	49	21	32	12	40	15	42	42	26	20	15	12	56	18	17	31	33	45	
V	----	181	134	83	110	79	103	41	128	125	24	71	103	318	55	159	57	79	32	112	58	112	130	143	61	65	56	53	255	73	55	191	80	140
Cr	110	111	75	64	81	46	67	29	90	187	24	63	82	120	45	114	49	66	30	88	40	86	95	78	55	56	50	39	106	54	42	93	83	80
Hf	8	----	8	7	----	----	----	----	4	8	----	8	----	9	10	----	10	----	9	----	----	5	7	5	7	7	7	8	----	7	----	8	8	3.7
Sc	19	12	13.4	14.2	17.6	8	13	7	18.4	14.2	24	12.2	16	18.4	10.8	21	8.8	11	5.6	14	----	20.3	18.6	12	8	10	8.5	6.8	24	10.9	8	18.5	11.7	14
Ta	3.9	----	4.1	2.1	1.6	----	----	----	1	3.5	----	1.8	----	0.7	1.3	----	6.3	----	2.1	----	2	2.6	1.8	3.9	4.3	3.1	1	1.3	----	1.9	1.7	0.8		
Co	51	9	36	30	15	8	305	59	19	35	14	33	17	77	21	27	192	18	43	28	15	35	37	44	39	21	16	12	23	18	6	28	20	
La	55	36	43	50	44	41	73	59	54.7	44	27	42	43	54	36	57	34	32	29	44	37	37	56.6	39	31	37	30	26	18	38	22	49	53.7	28
Ce	110	69	98	100	99	102	123	112	110	93	62	90	90	110	74	124	69	88	65	78	60	84	120	81	81	76	64	55	62	77	84	100	110	62
Nd	49	42	36	43	39	40	44	42	37	35	39	26	47	36	48	30	48	27	49	37	33	51	34	24	33	27	24	----	34	32	43	47	26	
Sm	10	----	7.3	8.6	7.8	----	----	----	8.3	7.7	----	7.4	----	9.2	7.2	----	5.9	----	5.1	----	6.3	6.3	6.3	4.5	6.4	5.3	4.5	----	6.6	----	8.3	8.6	4.9	
Eu	1.6	----	1.4	1.6	1.4	----	----	----	1.6	1.4	----	1.3	----	1.4	1.5	----	1.1	----	0.9	----	1.1	1.7	1.1	0.9	1.2	0.9	0.8	----	1.2	----	1.3	1.6	0.93	
Tb	1.3	----	0.8	1.2	1	----	----	----	1	1.1	----	0.9	----	1.2	1	----	0.8	----	0.8	----	0.6	1.3	0.8	0.6	1	0.9	0.6	----	0.9	----	1.3	1.1	0.66	
Yb	4.2	----	2.8	3.8	3.7	----	----	----	2.9	2.5	----	3.7	----	4	3.8	----	2.7	----	2.7	----	3.5	3.9	2.8	2.8	3.2	3	2.3	----	3.2	----	4.1	2.5	2.2	
Lu	0.62	----	0.42	0.56	0.56	----	----	----	0.43	0.38	----	0.55	----	0.57	----	0.4	----	0.42	----	0.54	0.58	0.44	0.32	0.49	0.47	0.34	----	0.47	----	0.6	0.37	0.38		
(La/Lu) _N	9.51	----	10.97	9.57	8.42	----	----	----	13.63	12.41	----	8.18	----	6.77	----	9.11	----	7.40	----	----	7.34	10.46	9.50	10.38	8.09	6.84	5.20	----	8.67	----	8.75	15.55	10.31	
La/Sc	2.89	3.00	3.21	3.52	2.50	5.13	5.62	8.43	2.97	3.10	1.13	3.44	2.68	2.93	3.33	2.71	3.86	2.91	5.18	3.14	1.82	3.04	3.25	3.88	3.70	3.53	3.82	----	3.49	----	2.65	4.59	1.79	
La/Co	0.50	0.32	0.57	0.78	0.54	0.89	1.09	2.03	0.61	0.24	1.13	0.67	0.52	0.45	0.80	0.50	0.69	0.48	0.97	0.50	0.93	0.43	0.60	0.50	0.56	0.60	0.67	0.17	0.70	0.52	0.53	0.65	0.08	
La/Th	1.08	4.00	1.19	1.67	2.93	5.13	0.24	1.00	2.88	1.26	1.93	1.27	2.53	0.70	1.71	2.11	0.18	1.78	0.67	1.57	2.47	1.06	1.53	0.89	0.79	1.76	1.88	2.17	0.78	2.11	3.67	1.75	1.92	0.89
V/La	2.61	1.89	3.07	3.57	2.75	2.73	7.30	4.21	2.88	2.93	2.45	3.23	2.05	2.84	3.60	2.11	3.40	1.78	2.42	3.14	2.64	1.76	3.33	3.00	3.73	3.08	4.29	8.67	1.20	4.22	3.67	3.27	3.58	4.17
Th/La	----	5.03	3.12	1.66	2.50	1.93	1.41	0.69	2.34	2.84	0.89	1.69	2.40	5.89	1.53	2.79	1.68	2.47	1.10	2.55	1.57	3.03	2.30	3.67	1.97	1.76	1.87	2.04	14.17	1.92	2.50	3.90	1.49	4.24
Th/Sc	1.11	1.58	1.04	0.99	0.91	1.88	0.77	2.00	1.03	1.06	0.46	1.07	1.31	1.03	0.93	1.29	1.14	1.64	2.14	1.00	1.03	0.91	1.08	1.04	1.20	0.82	0.44	0.53	0.83	0.75	0.81	1.28	0.43	
La/Y	1.31	0.80	1.59	1.32	1.26	1.14	1.59	2.11	1.71	1.47	1.00	1.24																						

Amostra	CM - 85	CM - 89	CM - 100	CM - 110	CM - 126	CM - 118	CM - 138	CM - 137	CM - 120	CM - 109	CM - 128	CM - 134	CM - 135	CM - 129	CM - 181	CM - 59	CM - 166	177
SiO ₂	48,46	48,38	47,10	48,45	48,35	47,08	44,10	47,39	49,76	43,07	47,46	49,40	48,25	48,14	47,47	44,10	53,1	52,58
Al ₂ O ₃	13,99	14,05	13,73	13,42	13,89	13,18	17,13	15,45	16,67	12,79	13,84	13,89	11,29	15,39	14,04	15,89	15,82	15,68
MnO	0,197	0,162	0,181	0,257	0,175	0,174	0,213	0,21	0,178	0,215	0,201	0,332	0,215	0,192	0,199	0,189	0,275	0,28
MgO	8,21	7,14	9,39	5,44	6,90	5,43	7,50	5,22	4,15	16,93	8,47	6,00	5,03	6,06	7,80	6,87	5,82	5,84
CaO	8,90	9,97	9,75	8,92	8,49	10,88	4,33	7,24	5,40	0,89	10,75	0,99	9,03	8,2	9,06	6,98	3,68	3,88
Na ₂ O	3,34	2,26	3,29	1,78	3,39	2,54	3,20	2,89	4,80	1,43	3,24	3,07	3,29	3,48	3,14	2,54	0,79	0,95
K ₂ O	0,05	0,24	0,12	0,02	0,08	0,05	0,02	0,03	0,02	1,28	0,05	0,05	0,12	0,03	0,28	0,03	1,08	1,07
TiO ₂	2,082	1,891	1,016	2,354	2,015	2,059	2,419	2,129	2,321	1,822	1,705	2,099	3,197	1,297	1,834	2,804	1,459	1,493
P ₂ O ₅	0,221	0,192	0,163	0,228	0,202	0,185	0,287	0,248	0,092	0,358	0,189	0,240	0,310	0,108	0,158	0,509	0,191	0,188
Fe ₂ O ₃	13,56	13,31	12,95	14,11	13,09	12,57	16,70	14,05	11,18	11,91	12,31	13,78	18,73	10,72	12,40	15,04	13,53	13,78
Loi	4,01	3,15	3,26	6,27	2,68	6,25	4,40	2,84	3,70	4,87	2,73	3,18	1,20	5,19	2,35	4,45	3,33	3,28
Total	90,13	88,85	88,88	90,25	90,08	89,78	99,36	93,59	98,67	86,54	98,52	98,02	98,57	99,71	98,52	95,08	90,08	93,89
Ba	720	84	39	< 7	8	144	< 7	< 37	< 7	764	13	10	32	< 37	108	45	589	569
Ce	112	40	17	25	< 12	< 35	19	< 35	90	32	< 12	15	25	< 35	< 12	44	< 35	38
Cl	< 39	< 39	82	151	< 39	< 50	150	< 50	< 39	< 39	139	156	< 39	< 50	41	< 39	< 50	< 50
Co	21	54	47	40	50	50	54	47	19	63	49	40	41	48	45	58	46	46
Cr	110	220	125	108	182	252	327	118	< 5	511	169	185	50	438	298	61	194	107
Cu	24	135	110	181	109	144	87	188	8	83	91	82	55	80	55	136	67	82
F	< 355	423	500	798	851	< 550	< 355	< 550	759	430	511	433	413	< 550	388	873	< 550	< 550
Ga	28	19	18	21	19	18	24	24	21	18	17	19	18	17	18	21	10	20
La	47	14	18	< 9	13	< 28	23	33	28	32	12	17	7	< 28	10	20	< 28	< 28
Nb	16	13	14	14	12	11	19	22	50	38	4	0	0	< 9	0	18	0	9
Ni	48	24	23	38	< 23	< 14	25	31	80	38	< 23	48	36	< 14	38	59	27	< 14
Pr	53	88	83	57	70	78	138	77	< 3	300	84	83	37	121	103	149	87	84
Pb	85	< 4	< 4	10	< 4	7	< 4	10	< 4	8	< 4	< 4	< 4	< 4	11	9	5	9
Rb	133	8	5	3	2	43	3	< 3	3	33	3	3	4	< 3	4	2	113	113
S	< 159	< 159	478	182	< 159	< 300	< 159	588	< 159	< 160	< 159	1408	< 159	< 300	< 159	< 159	< 300	< 300
Se	18	35	35	32	37	37	33	8	19	27	49	37	43	49	40	25	37	35
Sr	74	217	232	181	167	212	117	257	321	464	180	166	180	148	91	457	58	57
Th	56	3	4	5	< 2	< 7	5	< 7	8	7	3	4	8	< 7	< 2	8	< 7	< 7
U	23	10	10	11	10	10	10	8	8	8	10	10	12	8	9	9	8	8
V	139	335	315	363	329	312	332	293	124	224	384	350	492	398	353	217	343	343
Y	40	28	28	33	27	28	33	43	46	21	49	42	89	28	39	36	32	32
Zn	444	104	92	120	83	105	141	122	128	92	310	131	139	91	97	119	138	138
Zr	231	119	118	155	126	120	151	227	371	133	109	128	204	77	117	219	196	194
Be	14,8	****	33,8	9	15,4	****	6,3	18,8	12,8	783,2	0,8	13,6	42,7	6,2	111,1	53,4	568,8	591,1
Ba	1	****	1	< 1	1	****	2	1	1	1	< 1	2	1	1	1	1	1	1
Ce	49,8	****	47,2	36,8	51,5	****	49,5	50,1	17,3	65,4	49,1	47,8	53,2	48,8	48,5	82,8	48,6	51,4
Co	0,2	****	0,4	0,1	< 1	****	0,1	< 1	< 1	1,2	< 1	0,1	0,4	< 1	< 1	0,2	8,4	9
Ga	20,2	****	20,5	20,7	22,7	****	23	28,1	21,6	20	10,8	20,0	10,9	18	29,2	21,9	21,1	20,1
Hf	3,5	****	3,5	4,1	3,5	****	4,3	6,3	8,6	3,9	3,7	5,5	2,1	3,1	5,7	3,5	3,4	3,4
Nb	13,8	****	12,5	12	11	****	17,1	22,1	53,1	39,5	2	4,3	5,7	1,3	4	18,8	0,2	5,4
Rb	0,6	****	2,8	1,1	1,1	****	0,9	< 5	< 5	35,8	1,2	1,2	2	1	3	0,6	125,6	121,8
Sa	1	****	1	1	< 1	****	2	2	3	1	1	1	2	< 1	1	2	4	4
Sr	187,0	****	248,2	175,1	193,3	****	118,7	200,2	337,7	699,3	170,9	178,3	198,8	185,0	100,2	482,7	82,2	81,5
Ta	2,1	****	0,9	0,9	1,1	****	1,1	1,5	3,8	2,4	0,1	0,3	0,4	0,1	0,8	1,3	0,7	0,8
Th	1,2	****	1,2	1,2	0,8	****	0,0	1,9	4,4	3,7	0,2	0,9	0,5	< 1	0,4	1,7	4,2	3,8
U	0,2	****	0,4	0,5	0,3	****	0,4	0,4	1,4	1	0,4	0,5	0,4	< 1	0,1	0,7	1,2	1
V	329	****	330	341	350	****	322	308	123	227	494	375	545	316	384	227	335	350
W	489,6	****	0,4	0,8	330	****	0,3	0,8	0,8	82,1	0,4	< 1	275,8	0,1	72,1	43,0	1,9	1,8
Zr	122,2	****	115,1	145,8	127,1	****	160,4	227,7	388	127,7	109,9	127,4	295	71,2	110,9	211,5	105,7	108
Y	30,3	****	26,3	34,8	31,7	****	35,3	49	53,7	23,3	44,7	51,8	78,5	31,4	44	39,2	38,1	38,1
La	11,7	****	11,3	15,2	10,3	****	13,8	20,8	43,5	39,8	3,5	0,8	8,1	2,5	5,1	22,6	17,1	16,1
Ce	28	****	26,7	33,1	25	****	32,7	46,6	91,2	55,5	11,8	20,3	23,7	7,8	14,8	60,3	33,6	32
Pr	3,58	****	3,59	4,73	3,4	****	4,73	6,04	11,05	8,42	1,87	3,64	4	1,35	2,32	6,57	4,59	4,27
Nd	17,0	****	16,7	22,2	17,3	****	21,0	28,3	47	25,9	11,0	18,0	22,2	7,3	12,5	39,4	19,9	19
Sm	4,5	****	4,7	5,8	4,8	****	8	7,2	10,7	5,8	4,3	5,3	8,1	3	4,1	7,4	5,1	4,7
Eu	1,59	****	1,73	1,84	1,89	****	1,94	2,47	3,48	1,93	1,49	1,79	2,7	1,18	1,8	2,44	1,58	1,39
Gd	6,21	****	5,28	6,8	5,67	****	6,02	8,22	10,2	5,14	5,01	7,46	11,21	4,18	5,70	7,35	5,4	5,91
Tb	0,8	****	0,87	1,17	0,97	****	1,14	1,36	1,8	0,79	1,05	1,28	1,98	0,77	1,15	1,17	0,98	1,03
Dy	5,5	****	5,28	6,38	5,28	****	6,79	8,82	9,15	4,33	7,04	8,28	12,78	5,24	7,01	9,94	6,41	5,9
Ho	1,01	****	0,94	1,29	1,12	****	1,29	1,88	1,71	0,77	1,48	1,78	2,72	1,13	1,48	1,38	1,2	1,24
Er	2,88	****	2,81	3,86	2,85	****	3,81	4,78	5,04	2,04	4,28	5,92	7,81	3,08	4,28	3,75	3,51	3,52
Ym	0,41	****	0,4	0,48	0,48	****	0,59	0,78	0,79	0,28	0,89	0,74	1,24	0,49	0,87	0,89	0,57	0,53
Yb	2,88	****	2,48	3,04	2,87	****	3,22	4,58	4,88	1,04	4,08	4,83	7,42	3,02	4,22	3,32	3,26	3,79
Lu	0,90	****	0,37	0,49	0,44	****	0,45	0,75	0,8	0,28	0,88	0,77	1,15	0,47	0,88	0,58	0,57	0,54
La/YbN	4,80	****	4,81	5,23	4,04	****	4,48	4,73	0,37	10,66	0,90	7,08	1,14	0,87	1,28	7,19	5,40	4,45
La/SmN	2,72	****	2,52	2,74	2,25	****	2,41	2,89	4,25	5,59	0,85	1,03	1,05	0,87	1,32	3,22	3,51	3,66
Gd/YbN	1,82	****	1,78	1,80	1,78	****	1,55	1,49	1,74	2,50	1,20	1,25	1,25	1,15	1,14	1,83	1,37	1,22
Ti/Zr	102,23	****	90,89	91,08	95,12	95,77	95,51	58,02	37,84	85,01	103,88	94,10	93,57	109,32	99,22	79,55	82,82	84,61
La/Ta	5,57	****	12,59	18,89	9,38	****	12,55	13,73	11,45	12,83	35,00	32,07	20,25	25,00	6,38	17,54	24,43	28,83
Ti/Yb	0,45	****	0,49	0,39	0,22	****	0,28	0,42	0,01	2,28	0,05	0,16	0,07	****	0,09	0,51	1,20	0,95
Ta/Yb	0,79	****	0,37	0,30	0,41	****	0,34	0,33	0,78	1,48	0,02	0,09	0,05	0,03	0,19	0,39	0,21	0,10
La/Nb	0,85	1,95	0,90	1,27	0,94	****	0,81	0,93	0,82	0,78	1,75	2,28	1,42	1,92	1,28	1,21	1,88	1,71
Ti/Ta	0,67	****	1,33	1,33	0,55	****	0,82	1,27	1,19	1,54	2,00	3,00	1,					

	CM-152 (Carbonifero)	CM-156 (Carbonifero)	CM-239 (Carbonifero)	CM-240 (Carbonifero)	CM-137A (Permian)	CM-173 (Triasico)	CM-238 (Jurassic)	CM-155 (Eoceno)
SiO2	47,30	56,37	66,90	52,29	69,92	60,26	67,87	66,80
Al2O3	14,20	15,59	14,11	15,15	14,51	14,46	12,39	14,92
Fe2O3	12,66	8,79	3,03	7,22	3,77	7,84	1,34	4,33
MgO	2,91	1,29	0,30	2,62	0,46	0,46	0,10	0,71
CaO	6,10	4,66	1,68	9,45	0,95	3,81	0,64	3,75
Na2O	2,72	2,91	4,43	2,84	2,70	4,66	3,49	3,50
K2O	1,36	2,48	3,29	0,68	5,38	2,66	4,62	3,28
TiO2	0,69	0,79	0,30	0,46	0,44	0,69	0,13	0,49
P2O5	0,315	0,352	0,085	0,181	0,108	0,341	0,018	0,270
MnO	0,199	0,165	0,069	0,117	0,040	0,122	0,035	0,074
LOI	2,2	0,8	0,4	1,7	1,1	0,3	0,2	0,6
sum	90,7	94,4	94,6	92,8	99,4	95,4	90,9	98,7
Ba	139,1	278,3	460,1	188,6	734,4	549,1	303,6	589,1
Rb	115,9	107,8	165,4	11,9	193,7	77,2	192,2	119,8
Sr	219,2	207,4	105	307	119,7	224,9	39,7	563
Cs	3	6		1		4	11	
Cr	96,2	42,3	15,9	113,3	25	10,4	21,8	23,1
V	136,6	98,7	20,6	131	32,4	39,7	6,1	50,2
Nb	10,6	16,6	15,4	8,2	29,1	25,2	10,4	26,8
Y	30,8	30,8	23,3	24,8	39,5	50,8	24,6	21,1
Zr	117,1	223,8	154,6	129	213,7	512,1	79,5	172,3
Hf	3	6		4		14	4	
Sc	33,3	22,7		23,6		14,3	2,8	
Th	1,0	6,5	13,7	3,2	17,8	5,2	18,0	8,6
Ga	21	23,1	19,5	17,2	17,6	22,8	16,2	20,6
La				14		31	26	
Ce				30		70	51	
Nd				14		35	18	
Sm				3,6		9,2	4,1	
Eu				1		2,1	0,5	
Tb						1,8	0,5	
Yb				2,5		6,1	3,1	
Lu				0,44		1	0,53	

Tabela 7. Dados geoquímicos dos granitoides região de Huanuco e Ambo.

	CM142A	CM147	CM148	CM153	CM152	CM143	CM142B	CM142A	CM142C	CM146
SiO2	62,433	66,225	78,031	69,955	75,168	70,314	75,464	76,287	74,75	66,871
Al2O3	10,582	9,416	11,514	16,579	11,129	13,172	11,685	11,345	12,059	15,522
MnO	0,023	0	0,029	0,07	0,032	0,015	0,045	0,028	0,028	0,008
MgO	0,472	0,293	0,488	0,612	0,644	0,741	0,695	0,613	0,665	0,532
CaO	0,107	0,003	0,122	0,282	0,627	0,173	0,741	0,659	0,668	0,123
Na2O	1,128	0,573	1,009	0,792	0,663	0,301	1,046	1,065	1,058	0,749
K2O	1,568	1,250	1,79	2,018	1,529	2,118	1,874	1,662	1,992	2,607
TiO2	0,391	0,292	0,4	0,545	0,635	0,458	0,593	0,601	0,547	0,57
P2O5	0,068	0,052	0,07	0,162	0,072	0,139	0,113	0,117	0,113	0,143
Fe2O3	4,382	2,896	4,753	9,314	7,909	9,354	7,443	7,02	6,471	9,346
LOI	1,74	1,82	2,32	2,97	2,32	3,2	2,82	2,47	2,57	3,66
Total	102,89	102,02	100,83	102,89	101,23	99,99	102,52	101,87	100,82	100,33
Ba	422,6	309,3	458,8	327,2	307,5	298,4	318,7	321,8	363,6	486,2
Ce	50	59	44	110	72	76	64	68	65	78
Co	12	7	8	22	12	13	12	12	11	15
Cr	429,6	383,4	289	238	291,3	254,7	248,6	312,1	256,8	217,5
Cu	22	19,9	20,1	25,6	14,6	11,8	15,7	11,1	16,4	28,9
Ga	9,5	6,9	11	16,4	9,4	13,5	11	9,8	12,3	16,1
La	22	18	20	49	39	33	29	30	29	38
Nb	10,7	6,4	11	16,6	19,1	12,8	15,7	15,7	14,9	16,8
Nd	28	16	19	47	30	37	27	31	23	36
Ni	34,7	26,1	32,6	46,6	33,1	37,2	32,3	33,6	32,3	42,8
Pb	6,6	16,3	4,9	25,5	27,9	16,7	23	20,2	19,9	28,6
Rb	72,1	64,2	80,4	128,9	87,5	97,2	78,9	72,4	87,6	126,1
Sc	7,7	5,1	6,6	19,4	11	10,4	10,2	10,4	10,4	15
Sr	34,8	28,1	34,9	51,3	47,7	25,2	46,9	46	46,8	43,9
Th	7,5	6,8	7	14	15	15	11	11	10	15
U	1,8	1,6	1,5	2,6	2,5	2,5	2,2	2,3	1,9	2,8
V	60,7	39	49,1	81,8	104,3	77,2	80,7	89,4	72,1	103,3
Y	16,9	14	17,9	33,4	20,7	9	21,5	22,4	22,5	40,5
Zr	155,7	126,2	166,1	348,9	590,7	406,2	359,8	364,9	271,1	285,2
Cs	4	3	3	8	7	9	4	4	6	8
Ta	0,5	0,4	0,6	0,9	1,9	1	1	1,5	1,3	1
Hf	5	4	5	10	16	13	11	11	8	9
U	37,7	23,2	32	100,6	77,9	175,9	99,6	58,5	83,9	106,5
Sm	4,4	3,5	4	10,3	8,2	7,9	5,6	5,9	5,2	7,7
Eu	0,7	0,6	0,6	1,8	1,1	1,3	0,9	1,1	0,8	1,4
Tb	0,7	0,7	0,6	1,2	1,2	0,8	0,9	1,5	0,7	1,3
Yb	2,1	1,9	2,0	5,9	5,9	2,6	3,2	3,3	2,7	4,1
Lu	0,38	0,32	0,36	0,87	0,66	0,48	0,57	0,58	0,51	0,69
Hf/Sc	0,6	0,8	0,8	0,7	1,5	1,3	1,1	1,1	0,8	0,6
Cr/Th	57,1	66,1	41,3	17,0	22,4	17,0	22,6	28,4	25,7	14,5
Y/Ni	0,5	0,5	0,8	0,7	0,8	0,2	0,7	0,7	0,7	0,9
Th/Sc	1,0	1,1	1,1	1,0	1,2	1,4	1,1	1,1	1,0	1,0
Ti/Nb	216,9	208,2	217,8	205,3	236,3	214,3	226,2	229,3	219,9	203,2
Zr/Sc	20,2	24,7	23,7	25,9	64,2	39,1	35,3	35,1	26,1	19,7
Hf/Sc	0,6	0,8	0,8	0,7	1,5	1,3	1,1	1,1	0,8	0,6
La/Y	1,3	1,3	1,1	1,6	1,6	3,7	1,3	1,3	1,3	0,9
La/Sc	2,9	3,5	3,0	3,7	3,0	3,2	2,8	2,9	2,8	2,5
Ti/Zr	15,0	13,8	16,3	9,4	6,4	6,8	9,9	9,9	12,1	11,6
Vi/La	2,3	2,2	2,6	1,7	3,2	2,3	2,8	3,0	2,5	2,7
Vi/Th	2,9	3,1	2,9	3,6	2,5	2,2	2,6	2,7	2,9	2,5
La/Sm	3,1	3,2	3,1	3,0	3,4	2,6	3,3	3,2	3,5	3,1
Sm/Yb	2,2	2,0	2,1	2,6	1,7	3,2	1,9	1,9	2,0	2,0
La/Yb	7,0	8,3	6,7	8,4	5,6	8,5	6,0	6,1	7,2	6,2
Eu/Eu	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3

Tabela 8. Dados geoquímicos das rochas sedimentares do Grupo Ambo, Formação Buena Vista (cinza) e Formação Yana.

CM-80

Sem correção para Pb comum

Análises	posição	U/ppm	Th/ppm	Th/U	204Pb/ 206Pb	± 204/206	206Pb/238U	± 6/38	207Pb/ 235U	± 7/35	207Pb/ 206Pb	± 7/8	238U/ 206Pb	± 38/6	235U/ 207Pb	± 35/7	206Pb/ 207Pb	± 6/7	idade 82%	±	idade 72%	±	idade 7%	±	% Conc	
1.1	c,nuc,eq	430	2	0.0049	0.00005912	0.00005918	0.00582	0.00034	0.67389	0.03377	0.05693	0.00087	11.6322	0.93491	1.49458	0.07644	17.56697	0.26744	531	23	533	21	439	34	106.6	
2.1	c,nuc,p	187	277	1.48372	0.00034473	0.00009503	0.00894	0.00034	0.73374	0.03798	0.05981	0.00195	11.23833	0.40892	1.36287	0.07055	16.72073	0.54435	550	19	559	22	597	72	92.1	
2.2	m,nuc,p	173	223	1.28816	0.00013518	0.00004753	0.09482	0.00092	0.77108	0.03617	0.05926	0.00104	10.54841	0.43596	1.29688	0.06064	16.9549	0.29885	534	23	580	21	566	39	103.1	
3.1	c,nuc,p	212	250	1.17883	0.0000444	0.00006401	0.10248	0.00532	0.65056	0.03099	0.06091	0.00133	9.78431	0.50624	1.16185	0.06825	16.41632	0.35819	629	31	631	28	636	48	96.8	
4.1	r,nuc	523	2	0.00301	0.00013857	0.00008022	0.08179	0.00013	0.84728	0.01965	0.0674	0.00071	12.22961	0.31798	1.54493	0.04658	17.42221	0.215	507	13	507	12	507	27	100	
5.1	c,nuc,p	350	235	0.67248	0.000001	0.00003151	0.10482	0.00522	0.37652	0.04821	0.04065	0.00073	9.54933	0.47537	1.14088	0.06014	16.48832	0.19915	843	31	839	25	927	26	102.5	
6.1	r,nuc	423	3	0.00592	0.00017842	0.00005599	0.07022	0.0021	0.62203	0.02205	0.05758	0.00116	12.78506	0.34248	1.60785	0.05694	17.33763	0.34785	485	13	491	14	518	45	93.8	
7.1	r,nuc	950	4	0.00545	0.0001444	0.00003317	0.09112	0.00618	0.72735	0.05185	0.0579	0.00066	10.9748	0.74438	1.37485	0.098	17.27265	0.25715	562	37	555	31	526	33	106.9	
8.1	r,nuc	158	15	0.09541	0.0013793	0.00070714	0.1582	0.00894	2.51202	0.17079	0.10832	0.00393	5.04547	0.31812	0.38809	0.02707	9.23191	0.3346	1002	50	1276	51	1771	68	56.6	
9.1	r,nuc	502	22	0.04298	0.000001	0.00006532	0.07574	0.00177	0.59279	0.01632	0.05676	0.00071	13.20251	0.30961	1.68693	0.047	17.51742	0.22064	471	11	473	11	482	28	97.6	
10.1	c,nuc,p	359	61	0.16933	0.00011298	0.00005238	0.09301	0.00675	0.76372	0.05955	0.06293	0.00185	16.7512	0.77981	1.20933	0.10789	16.79233	0.52164	573	40	576	37	587	69	97.6	
11.1	c,nuc,p	444	217	0.49004	0.00009153	0.00005708	0.10283	0.0029	0.89982	0.03691	0.06195	0.00174	9.72478	0.2748	1.14966	0.04878	16.30018	0.46186	631	17	635	20	651	62	96.9	
11.2	c,nuc,p	995	2	0.003	0.000001	0.00000532	0.07874	0.00621	0.6166	0.04253	0.05679	0.00072	12.69952	0.64085	1.62181	0.11186	17.80611	0.22418	489	31	488	27	483	28	101.1	
12.1	r,nuc,eq	517	2	0.00382	0.00011506	0.00002584	0.07783	0.00409	0.69301	0.0336	0.05633	0.00072	12.88089	0.67783	1.65824	0.09239	17.75127	0.22842	482	24	479	22	468	29	103.5	
12.2	r,nuc,eq	579	2	0.00299	0.000001	0.00000794	0.07966	0.00495	0.61929	0.03969	0.05624	0.00057	12.52171	0.77678	1.61477	0.10348	17.76062	0.17939	495	30	489	25	462	23	107.2	
13.1	r,nuc,p	224	1	0.00588	0.00001324	0.00004442	0.07345	0.00345	0.0057	0.0656	0.04797	0.05585	0.00123	13.61477	1.05625	1.76805	0.14718	17.90542	0.39332	457	34	455	31	446	50	102.4

Correção de Pb comum pelo método do 204Pb

1.1	c,nuc,eq	430	2	0.0049	9.61E-05	5.92E-05	0.08567	0.00393	0.55546	0.03526	0.05549	0.00127	11.673	0.536	1.52956	0.08207	18.021	0.41209	530	23	512	22	432	52	122.7	
2.1	c,nuc,p	187	277	1.4837	0.00034478	9.50E-05	0.08643	0.00322	0.66789	0.04064	0.05478	0.00245	11.308	0.41191	1.4977	0.0916	18.282	0.81793	566	19	519	25	402	164	135.7	
2.2	m,nuc,p	173	223	1.28816	0.00013518	0.00004753	0.00004753	0.00391	0.73939	0.0368	0.05671	0.00128	10.57593	0.43717	1.35247	0.08895	17.83238	0.39768	542	23	562	22	480	51	121.2	
3.1	c,nuc,p	212	250	1.1788	4.44E-05	6.40E-05	0.1024	0.00031	0.8509	0.03255	0.06027	0.00186	9.7661	0.50677	1.1752	0.07728	16.592	0.45828	628	31	625	29	613	61	102.5	
4.1	r,nuc	523	2	0.00301	0.00013857	5.02E-05	0.08129	0.00012	0.58786	0.02293	0.05243	0.00144	12.301	0.32041	1.7017	0.06842	19.074	0.52547	504	13	499	15	204	64	185.7	
5.1	c,nuc,p	350	235	0.67248	1.60E-06	3.15E-05	0.10482	0.00022	0.87629	0.047	0.06063	0.00088	9.5405	0.47541	1.1412	0.06121	16.492	0.24021	843	31	839	26	626	32	102.8	
6.1	r,nuc	423	3	0.00592	0.00017842	5.80E-05	0.07797	0.00209	0.59198	0.02361	0.05507	0.00145	12.828	0.34382	1.3892	0.06738	18.16	0.47892	484	13	472	15	415	60	116.8	
7.1	r,nuc	950	4	0.00545	0.0001444	3.32E-05	0.09088	0.00617	0.59902	0.05059	0.05578	0.00101	11.003	0.74884	1.4306	0.10354	17.926	0.22342	561	37	538	31	444	41	126.4	
8.1	r,nuc	158	15	0.09541	0.0013793	0.00020714	0.16409	0.00874	2.0125	0.16747	0.08388	0.00512	6.0958	0.32494	0.49689	0.04135	11.239	0.8472	979	49	1120	58	1404	115	68.8	
9.1	r,nuc	502	22	0.04298	1.00E-06	6.83E-05	0.07574	0.00177	0.59263	0.02016	0.05675	0.00125	13.203	0.309	1.6874	0.09741	17.622	0.38665	471	11	473	13	482	49	97.7	
10.1	c,nuc,p	359	61	0.16933	0.00011298	5.24E-05	0.09283	0.00873	0.74109	0.08252	0.0579	0.00202	10.773	0.78145	1.3494	0.11384	17.27	0.8036	572	40	563	37	526	79	108.0	
11.1	c,nuc,p	444	217	0.49004	9.15E-05	5.71E-05	0.10265	0.00029	0.84965	0.03883	0.06002	0.00195	9.7407	0.27523	1.1271	0.0538	16.662	0.54289	630	17	624	22	604	72	104.3	
11.2	c,nuc,p	995	2	0.003	0.000001	0.00000532	0.00000532	0.00521	0.61643	0.04253	0.05678	0.00073	12.89975	0.84087	1.62225	0.11193	17.81264	0.22578	489	31	488	27	483	29	101.2	
12.1	r,nuc,eq	517	2	0.00382	0.00011506	0.00002584	0.00002584	0.00409	0.69377	0.03302	0.05485	0.00083	12.9076	0.67926	1.713	0.0969	18.29844	0.27802	481	24	467	21	358	34	120.9	
12.2	r,nuc,eq	579	2	0.00299	0.000001	0.00000794	0.00000794	0.00495	0.61911	0.03972	0.05623	0.00053	12.52194	0.7768	1.61521	0.10362	17.78524	0.18374	495	30	489	25	461	23	107.4	
13.1	r,nuc,p	224	1	0.00588	0.00001324	0.00004442	0.00004442	0.00343	0.0057	0.0656	0.04766	0.05566	0.00141	13.61801	1.05655	1.77482	0.15009	17.96769	0.45528	457	34	454	31	439	57	104.1

e=fim, m=médio, n=núcleo, osc=zoneamento oscilatório, h=homogêneo, rex=recristalizado, p=prisma, eq=equidimensional, fr=fragmento

Tabela 9a. Resultados analíticos U/Pb SHRIMP gnaiss CM-80.

Fração	207/235#	Error	206/238#	Error	COEF.	238/206	Error	207/206#	Error	206/204*	Pb	U	Peso	206/238	207/235	207/206
		(%)		(%)							(ppm)	(ppm)	(mg)	Idade (Ma)	Idade (Ma)	Idade (Ma)
NM-2 A(17)	0.581889	0.54	0.075205	0.51	0.942	13.296971	0.51	0.058117	0.18	4218.12	27.59	375.9	0.03	467	466	457
NM-2 B(25)	0.582915	0.53	0.075146	0.52	0.967	13.307127	0.52	0.056259	0.14	2729.49	24.57	326.5	0.03005	467	466	463
NM-2 E(20)	0.583566	0.54	0.074993	0.53	0.971	13.334542	0.53	0.056437	0.13	1644.74	36.57	494.5	0.01533	466	467	470
NM-2 C(28)	0.620592	0.50	0.077653	0.49	0.982	12.877803	0.49	0.057963	0.09	2128.11	31.17	401.8	0.03082	482	480	528
NM-2 D(28)	0.617115	0.55	0.077064	0.51	0.927	12.978244	0.51	0.058082	0.55	3117.23	23.02	307.3	0.03029	479	488	533

Tabela 9b. Resultados analíticos U/Pb TIMS granito milonítico CM-131A

Amostra	CONCENTRAÇÕES E RAZÕES										IDADES APARENTES						
	U (ppm)	6/4c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±
CM-116																	
1	199	3795	1,0	4,18428	2,82	0,28138	1,02	0,36	1598,3	14,4	1670,9	23,1	1763	48	91	1763	48
2	142	15706	1,3	2,43799	3,06	0,21784	1,43	0,47	1270,5	16,5	1253,9	22,0	1226	53	104	1226	53
3	26	17025	1,0	2,24600	3,47	0,19777	2,23	0,64	1163,3	23,8	1195,5	24,4	1254	52	93	1254	52
4	47	5202	0,8	2,21023	5,63	0,20129	2,59	0,46	1182,2	28,0	1184,3	39,4	1188	99	100	1188	99
5	94	2943	1,3	1,87727	4,72	0,18055	1,56	0,33	1070,0	15,3	1073,1	31,3	1079	89	99	1079	89
6	174	24002	1,6	2,29262	3,94	0,20925	1,04	0,26	1224,8	11,6	1210,0	27,8	1184	75	103	1184	75
7	490	42443	0,9	2,30049	3,60	0,24260	4,99	0,56	4242,4	22,5	4242,3	25,5	4460	60	407	4460	60
8	294	5445	4,8	2,25662	3,63	0,24144	4,42	0,31	4234,9	12,6	4498,9	25,5	4434	69	409	4434	69
9	682	29053	1,2	2,15261	2,13	0,19512	1,88	0,88	1149,1	19,8	1165,9	14,8	1197	20	96	1197	20
10	72	6798	1,3	2,38509	4,83	0,21066	3,07	0,64	1232,3	34,5	1238,1	34,6	1248	73	99	1248	73
11	85	11528	1,7	2,66301	3,83	0,21012	1,67	0,44	1229,4	18,7	1318,3	28,3	1466	65	84	1466	65
12	1204	59370	15,9	2,32643	2,14	0,20530	1,00	0,47	1203,7	11,0	1220,4	15,2	1250	37	96	1250	37
13	309	31113	2,1	2,14356	2,27	0,19557	1,00	0,44	1151,5	10,5	1163,0	15,7	1184	40	97	1184	40
14	250	22087	1,8	2,25481	2,26	0,20615	1,47	0,65	1208,3	16,2	1198,3	15,9	1180	34	102	1180	34
15	228	21215	1,7	2,25866	2,47	0,20154	1,04	0,42	1183,6	11,2	1199,5	17,4	1228	44	96	1228	44
16	833	77728	15,4	2,33293	1,42	0,20458	1,00	0,71	1199,9	10,9	1222,4	10,1	1262	20	95	1262	20
17	108	15288	2,6	2,04437	4,24	0,19070	2,86	0,67	1125,2	29,5	1130,4	28,9	1141	62	99	1141	62
18	155	10447	1,9	1,86749	4,92	0,18096	2,25	0,46	1072,2	22,2	1059,6	32,6	1064	88	101	1064	88
19	257	19094	1,0	4,93904	2,74	0,31642	2,31	0,84	1772,2	35,8	1809,0	23,2	1852	27	96	1852	27
20	207	41539	2,7	2,23861	2,14	0,20269	1,20	0,56	1189,8	13,0	1193,2	15,0	1199	35	99	1199	35
21	123	4899	1,8	2,49802	4,83	0,21766	2,65	0,55	1269,5	30,6	1271,5	35,0	1275	79	100	1275	79
22	165	13829	2,2	2,57117	3,82	0,22104	2,31	0,60	1287,4	27,0	1292,5	27,9	1301	59	99	1301	59
23	87	6261	1,9	2,06583	3,60	0,18953	2,10	0,58	1118,8	21,6	1137,6	24,6	1173	58	95	1173	58
24	493	21344	8,4	2,14437	3,38	0,19134	2,50	0,74	1128,6	25,9	1163,2	23,4	1228	45	92	1228	45
25	945	13362	2,6	1,26934	2,91	0,12689	2,22	0,76	770,1	16,1	832,1	16,6	1001	38	77	770	16
26	363	31155	2,3	2,39813	2,12	0,20810	1,19	0,56	1218,7	13,2	1240,0	15,2	1283	34	95	1283	34
27	118	11222	1,3	2,13515	3,83	0,19368	1,52	0,40	1141,3	15,9	1160,3	26,5	1196	69	95	1196	69
28	60	8223	1,3	2,68438	4,88	0,22782	3,84	0,79	1323,1	45,9	1324,2	36,1	1326	58	100	1326	58
29	142	12326	1,4	1,71340	2,80	0,16846	1,00	0,36	1003,6	9,3	1013,6	17,9	1035	53	97	1035	53
30	161	27687	1,2	5,20494	1,50	0,33319	1,00	0,67	1853,8	16,1	1853,4	12,8	1853	20	100	1853	20
31	285	15158	1,1	2,31277	3,15	0,20505	2,20	0,70	1202,4	24,1	1216,2	22,3	1241	44	97	1241	44
32	151	12545	2,4	2,20810	4,06	0,20251	1,00	0,25	1188,8	10,9	1183,6	28,4	1174	78	101	1174	78
33	72	16285	1,1	1,74811	2,34	0,17159	1,00	0,43	1020,9	9,5	1026,5	15,1	1038	43	98	1038	43
34	84	7783	1,6	2,28340	3,61	0,20629	1,10	0,31	1209,0	12,2	1207,2	25,5	1204	68	100	1204	68
35	628	42851	10,8	2,06583	3,69	0,18446	2,58	0,70	1091,3	25,9	1137,6	25,2	1227	52	89	1227	52
36	64	9949	1,7	2,29695	3,41	0,20606	2,13	0,62	1207,8	23,5	1211,4	24,2	1218	52	99	1218	52
37	260	28646	2,3	2,31389	2,55	0,20899	1,30	0,51	1223,4	14,5	1216,6	18,1	1204	43	102	1204	43
38	65	16687	1,1	5,47073	4,31	0,34514	1,12	0,26	1911,3	18,6	1896,0	37,0	1879	75	102	1879	75
39	162	30409	1,4	5,19415	1,87	0,33337	1,05	0,56	1854,7	16,9	1851,7	15,9	1848	28	100	1848	28
40	57	5366	0,6	2,05987	3,35	0,18926	1,48	0,44	1117,3	15,2	1135,6	22,9	1171	59	95	1171	59
41	167	20114	1,7	2,39829	3,98	0,21473	1,79	0,45	1254,0	20,4	1242,1	28,5	1221	70	103	1221	70
42	872	18549	2,1	1,40150	2,16	0,13749	1,53	0,71	830,4	11,9	889,6	12,8	1040	31	80	1040	31
43	437	32501	1,3	2,11417	2,72	0,19196	2,49	0,92	1132,0	25,9	1153,4	18,8	1194	22	95	1194	22
44	519	77896	2,8	2,40220	4,24	0,20481	4,12	0,97	1201,1	45,2	1243,3	30,4	1317	20	91	1317	20
45	254	25262	2,7	2,22476	1,87	0,20147	1,02	0,55	1183,2	11,0	1188,9	13,1	1199	31	99	1199	31
46	121	11599	2,1	2,56569	3,21	0,22352	1,10	0,34	1300,4	13,0	1290,9	23,4	1275	59	102	1275	59
47	93	8800	2,2	1,61090	4,18	0,16425	1,17	0,28	980,4	10,7	974,5	26,2	961	82	102	961	82
48	120	3943	2,1	1,61076	5,38	0,16269	1,58	0,29	971,7	14,2	974,4	33,7	981	105	99	981	105
49	256	29126	0,9	2,03086	2,15	0,18940	1,01	0,47	1118,1	10,4	1125,9	14,6	1141	38	98	1141	38
50	59	2531	1,5	4,57079	5,38	0,31763	1,48	0,27	1778,1	23,0	1744,0	44,9	1703	95	104	1703	95
51	333	21716	1,2	2,08372	2,44	0,18925	1,43	0,59	1117,3	14,7	1143,5	16,7	1193	39	94	1193	39
52	173	19121	2,2	2,20910	3,93	0,19568	2,37	0,60	1152,1	25,0	1183,9	27,4	1243	61	93	1243	61

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77
 Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485\times 10^{-10}$. $^{238}\text{U}=1,55125\times 10^{-10}$. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.
 Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).
 Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2.0 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.
 Melhor idade= $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0.9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0.9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9c. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-116

Amostra	TRAÇÕES E RAZÕES						IDADES APARENTES								%conc	Melhor idade	±
	U (ppm)	6/4c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)			
CM-116																	
53	557	47409	3,2	2,17141	1,97	0,19494	1,19	0,60	1148,1	12,5	1171,9	13,7	1216	31	94	1216	31
54	56	47002	1,5	2,47812	3,33	0,21516	2,84	0,85	1256,3	32,4	1265,7	24,1	1282	34	98	1282	34
55	215	45865	1,6	2,36306	2,57	0,21204	1,07	0,42	1239,7	12,1	1231,5	18,4	1217	46	102	1217	46
56	182	24773	1,5	2,36067	3,18	0,21086	1,28	0,40	1233,4	14,4	1230,8	22,7	1226	57	101	1226	57
57	435	20593	1,5	2,63467	4,10	0,20473	3,79	0,92	1200,7	41,5	1310,4	30,2	1495	30	80	1495	30
58	70	11785	1,4	2,51776	4,58	0,22078	3,85	0,84	1286,0	44,9	1277,2	33,3	1262	48	102	1262	48
59	87	3536	0,9	1,11950	4,62	0,12178	1,11	0,24	740,8	7,8	762,7	24,8	828	94	90	741	8
60	261	3567	1,4	1,37711	4,37	0,14278	2,58	0,59	860,4	20,8	879,2	25,7	927	73	93	860	21
61	52	6208	0,7	2,76264	4,97	0,22835	2,13	0,43	1325,8	25,5	1345,5	37,1	1377	86	96	1377	86
62	202	17902	0,9	2,43156	2,66	0,21599	1,21	0,45	1260,7	13,9	1252,0	19,2	1237	47	102	1237	47
63	92	7269	2,9	1,81757	2,83	0,17732	1,00	0,35	1052,3	9,7	1051,8	18,6	1051	53	100	1051	53
64	50	10816	1,5	2,21697	2,76	0,19674	2,03	0,74	1157,8	21,5	1186,4	19,3	1239	36	93	1239	36
65	47	6708	2,5	1,65223	5,27	0,16594	2,31	0,44	989,7	21,2	990,4	33,3	992	96	100	992	96
66	58	7980	0,8	1,34934	3,45	0,14388	1,11	0,32	866,5	8,0	854,2	19,9	822	68	105	867	9
67	82	11547	1,6	2,19283	3,38	0,19991	1,32	0,39	1178,8	14,1	1178,8	23,6	1186	62	99	1186	62
68	183	33037	1,4	2,24521	1,37	0,20167	0,79	0,58	1184,3	8,6	1195,3	9,6	1215	22	97	1215	22
69	103	17699	2,0	1,87026	2,29	0,17940	1,33	0,58	1063,7	13,1	1070,6	15,2	1085	37	98	1085	37
70	122	28656	0,8	4,00660	1,13	0,27655	0,52	0,46	1574,0	7,2	1635,5	9,1	1716	18	92	1716	18
71	128	25204	2,3	2,27651	2,67	0,20608	2,18	0,81	1207,9	24,0	1205,0	18,9	1200	31	101	1200	31
72	70	13366	2,2	2,12950	2,72	0,19812	1,13	0,42	1165,2	12,1	1158,4	18,8	1146	49	102	1146	49
73	298	51492	1,7	2,41890	2,77	0,21229	2,59	0,93	1241,0	29,2	1248,2	19,9	1261	20	98	1261	20
74	298	48799	1,7	2,42294	2,51	0,21275	2,30	0,92	1243,4	26,0	1249,4	18,0	1260	20	99	1260	20
75	105	16737	1,6	2,07375	2,60	0,19241	1,73	0,67	1134,4	18,0	1140,2	17,8	1151	39	99	1151	39
76	123	23990	1,6	2,17380	2,28	0,19928	0,65	0,29	1171,4	7,0	1172,7	15,8	1175	43	100	1175	43
77	752	79241	3,9	2,18076	3,47	0,19379	3,32	0,96	1141,9	34,8	1174,9	24,2	1236	20	92	1236	20
78	35	10291	1,0	5,02572	1,81	0,33161	1,11	0,61	1846,2	17,8	1823,7	15,3	1798	26	103	1798	26
79	413	55405	3,2	2,21874	2,24	0,19828	1,56	0,70	1166,1	16,7	1187,0	15,7	1225	32	95	1225	32
80	136	31822	0,8	2,75328	1,26	0,23347	0,77	0,61	1352,7	9,4	1343,0	9,4	1328	19	102	1328	19
81	81	10553	2,1	2,26003	2,79	0,20307	0,92	0,33	1191,8	10,1	1199,9	19,7	1215	52	98	1215	52
82	121	21420	2,1	2,29953	1,42	0,20749	0,83	0,58	1215,4	9,2	1212,1	10,1	1206	23	101	1206	23
83	590	106194	10,7	2,28161	1,37	0,20414	0,94	0,89	1197,5	10,3	1206,6	9,7	1223	20	98	1223	20
84	196	36624	1,6	2,13912	1,34	0,19877	0,90	0,67	1168,7	9,6	1161,5	9,3	1148	20	102	1148	20
85	124	21075	1,8	1,85570	2,14	0,18030	1,71	0,80	1068,6	16,8	1065,5	14,1	1059	26	101	1059	26
86	265	49169	1,7	2,15547	2,36	0,19430	2,14	0,91	1144,6	22,5	1166,8	16,4	1208	20	95	1208	20
87	70	13390	1,7	1,91198	3,18	0,18290	2,73	0,86	1082,8	27,2	1085,3	21,2	1090	33	99	1090	33
88	251	43122	1,7	2,37522	2,28	0,20931	2,05	0,90	1225,1	22,9	1235,2	16,3	1253	20	98	1253	20
89	185	36027	2,9	2,32589	1,77	0,20640	1,46	0,83	1209,6	16,1	1220,2	12,6	1239	20	98	1239	20
90	111	26421	2,6	2,30494	1,41	0,20461	1,00	0,71	1200,0	10,9	1213,8	10,0	1238	20	97	1238	20
91	130	20709	1,2	2,17959	2,18	0,19494	1,82	0,84	1148,1	19,2	1174,5	15,2	1224	23	94	1224	23
92	418	42506	2,3	2,92954	2,79	0,22939	2,60	0,93	1331,3	31,3	1389,6	21,1	1480	19	90	1480	19
93	81	14664	2,4	2,16291	1,77	0,19866	1,07	0,61	1168,1	11,5	1169,2	12,3	1171	28	100	1171	28
94	78	11751	1,3	2,12158	2,94	0,19787	2,29	0,78	1163,9	24,4	1155,8	20,3	1141	37	102	1141	37
95	67	11577	1,0	2,08457	1,97	0,19476	1,11	0,56	1147,1	11,6	1143,7	13,5	1137	32	101	1137	32
96	131	28018	1,0	2,33658	3,88	0,20883	3,74	0,97	1222,6	41,7	1223,5	27,6	1225	20	100	1225	20
97	151	29874	1,4	2,27646	1,53	0,20148	1,07	0,70	1183,3	11,6	1205,0	10,8	1244	21	95	1244	21
98	227	43390	2,2	2,29986	1,58	0,20335	1,22	0,77	1193,3	13,3	1212,2	11,2	1246	20	96	1246	20
99	734	22147	1,9	2,00938	4,30	0,17818	3,55	0,83	1057,0	34,6	1118,7	29,2	1240	48	85	1240	48
100	232	45595	1,1	3,01250	1,14	0,23861	0,55	0,48	1379,5	6,8	1410,8	8,7	1458	19	95	1458	19
101	165	27728	3,0	2,22951	1,98	0,19944	1,30	0,65	1172,3	13,9	1190,4	13,9	1223	29	96	1223	29
102	44	7897	0,9	2,11397	3,30	0,19566	1,27	0,38	1151,9	13,4	1153,4	22,7	1156	60	100	1156	60
103	79	11570	0,9	1,62227	2,38	0,16402	0,83	0,35	979,1	7,6	978,9	14,9	978	45	100	978	45
104	78	12459	0,9	2,24437	2,28	0,20090	1,93	0,85	1180,1	20,8	1185,0	16,0	1222	24	97	1222	24

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77
 Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$.
 Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).
 Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.
 Melhor idade = $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0.5 Ga) e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0.5 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >2% as idades não são consideradas.

Tabela 9c continuação. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-116

Amostra	CONCENTRAÇÕES E RAZÕES										IDADES APARENTES						
CM-228	U (ppm)	6/4c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±
1	210	3934	4.2	0.57417	6.36	0.07486	1.28	0.20	465.4	5.8	460.7	23.5	437	139	106	465	6
2	548	9277	2.1	1.43310	2.27	0.14603	1.22	0.54	878.7	10.0	902.8	13.6	962	39	91	962	39
3	771	24382	7.4	2.86331	3.96	0.22225	3.57	0.90	1293.7	41.8	1372.3	29.8	1497	32	86	1497	32
4	193	12433	2.5	3.87207	4.42	0.25640	4.30	0.97	1471.4	56.6	1607.9	35.7	1792	19	82	1792	19
5	148	16051	1.3	4.34262	3.36	0.27488	2.97	0.88	1565.5	41.3	1701.5	27.7	1873	28	84	1873	28
6	97	4902	2.0	1.31945	6.19	0.13577	3.49	0.56	820.7	26.9	854.3	35.8	942	105	87	942	27
7	185	18439	1.5	5.36091	3.49	0.31780	3.25	0.93	1779.0	50.5	1878.6	29.9	1991	23	89	1991	23
8	130	5910	1.7	2.64609	5.80	0.20958	3.77	0.65	1226.6	42.1	1313.6	42.8	1458	84	84	1458	84
9	95	7735	2.9	0.67820	3.43	0.08499	2.04	0.60	525.9	10.3	525.7	14.1	525	60	100	526	10
10	169	6379	0.7	0.80980	4.04	0.09846	1.51	0.37	605.4	8.7	602.3	18.4	591	81	102	605	9
11	333	14799	6.7	1.29629	4.21	0.12629	2.82	0.67	766.7	20.4	844.1	24.1	1054	63	73	1054	63
12	193	8679	3.2	0.66306	5.79	0.08226	2.15	0.37	509.6	10.5	516.5	23.4	547	118	93	510	11
13	187	19044	1.3	4.13401	3.27	0.28420	2.88	0.88	1612.5	41.1	1661.1	26.7	1723	28	94	1723	28
14	303	1318	0.9	0.79295	14.06	0.08807	3.48	0.25	544.1	18.2	592.8	63.2	784	287	69	544	18
15	93	3863	1.2	0.68382	15.06	0.08569	1.59	0.11	530.0	8.1	529.1	62.2	525	330	101	530	8
16	158	7472	20.2	1.78876	4.69	0.16432	3.54	0.75	980.7	32.2	1034.1	30.5	1149	61	85	1149	61
17	70	2064	0.4	1.07896	7.75	0.11641	1.36	0.18	709.9	9.1	743.1	40.8	845	159	84	710	9
18	554	11618	6.1	0.80301	2.83	0.09643	1.92	0.68	593.4	10.9	598.5	12.8	618	45	96	593	11
19	100	3482	10.8	0.63938	12.28	0.07843	2.73	0.22	486.7	12.8	501.9	48.7	572	261	85	487	13
20	91	4822	6.6	0.88800	10.51	0.09236	2.80	0.27	569.5	15.3	645.3	50.2	920	209	62	570	15
21	264	9135	2.8	0.82072	5.55	0.09891	3.53	0.64	608.0	20.5	608.5	25.4	610	93	100	608	20
22	298	8929	2.1	0.76249	5.13	0.08948	1.61	0.31	552.5	8.5	575.4	22.5	667	104	83	552	9
23	357	14942	1.2	0.89867	3.40	0.10598	1.48	0.43	649.4	9.1	651.0	16.4	657	66	99	649	9
24	1114	40508	1.2	0.65323	1.72	0.07967	1.00	0.58	494.1	4.8	510.5	6.9	584	30	85	494	5
25	233	10077	0.7	1.36501	3.50	0.13984	1.03	0.29	843.7	8.2	874.0	20.5	952	68	89	844	8
26	201	5671	1.7	0.67016	8.12	0.08456	1.81	0.22	523.3	9.1	520.8	33.1	510	174	103	523	9
27	144	5482	2.0	1.70446	5.17	0.16408	3.56	0.69	979.4	32.4	1010.2	33.1	1078	75	91	1078	75
28	141	4298	1.9	0.65717	11.24	0.08415	2.64	0.23	520.8	13.2	512.9	45.3	478	242	109	521	13
29	139	10182	0.9	2.95753	2.84	0.20542	1.98	0.70	1204.4	21.8	1396.8	21.6	1704	37	71	1704	37
30	261	6737	12.5	0.80477	4.09	0.09512	1.85	0.45	585.8	10.4	599.5	18.5	652	78	90	586	10
31	304	18514	1.6	2.20536	3.61	0.19723	3.11	0.86	1160.4	33.0	1182.7	25.2	1224	36	95	1224	36
32	125	23360	2.9	7.21251	2.93	0.39051	2.52	0.86	2125.2	45.6	2138.1	26.2	2150	26	99	2150	26
33	624	12982	2.4	0.66122	3.36	0.08315	2.10	0.63	514.9	10.4	515.4	13.6	518	58	99	515	10
34	144	8771	2.3	0.78209	7.05	0.09725	1.98	0.28	598.3	11.3	585.7	31.4	542	148	110	598	11
35	198	7263	1.8	0.76189	6.71	0.08920	1.00	0.15	550.8	5.3	575.1	29.5	672	142	82	551	5
36	331	5559	8.3	0.81512	3.91	0.09174	2.21	0.57	565.8	12.0	605.3	17.8	756	68	75	566	12
37	255	19538	3.1	2.04998	4.88	0.18621	4.48	0.92	1100.8	45.3	1132.3	33.3	1193	38	92	1193	38
38	226	7319	1.7	1.67740	3.80	0.15266	2.47	0.65	915.9	21.1	1000.0	24.2	1189	57	77	1189	57
39	216	10228	4.4	1.57272	5.15	0.14964	3.01	0.58	898.9	25.3	969.5	32.0	1101	84	82	1101	84
40	537	25784	2.3	1.78091	4.24	0.16617	4.10	0.97	991.0	37.7	1038.5	27.6	1140	21	87	1140	21
41	128	17619	1.5	10.82242	1.42	0.46889	1.00	0.71	2478.7	20.6	2508.0	13.2	2532	17	98	2532	17
42	113	8720	3.1	2.99715	4.15	0.21389	2.27	0.55	1249.5	25.8	1406.9	31.6	1654	64	76	1654	64
43	371	12046	11.3	0.61737	3.44	0.07755	1.00	0.29	481.5	4.6	488.2	13.4	520	72	93	481	5
44	106	2698	2.5	0.65416	15.52	0.07787	2.95	0.19	483.4	13.8	511.0	62.4	637	330	76	483	14
45	395	1467	0.1	0.65735	15.67	0.07535	3.30	0.21	468.3	14.9	513.0	63.2	717	327	65	468	15
46	288	13661	2.2	0.73137	3.17	0.08920	2.37	0.75	550.8	12.5	557.4	13.6	584	46	94	551	13
47	330	19192	3.3	3.33394	1.61	0.24812	1.18	0.73	1428.8	15.1	1489.0	12.6	1576	21	91	1576	21
48	349	12065	4.6	0.84075	6.18	0.09646	4.84	0.78	593.6	27.5	619.6	28.7	715	82	83	594	27
49	332	14592	3.0	3.07494	3.52	0.23940	3.33	0.95	1383.6	41.5	1426.5	27.0	1491	22	93	1491	22
50	67	2067	1.4	0.60301	4.62	0.07735	1.95	0.42	480.3	9.0	479.1	17.6	474	93	101	480	9
51	403	6036	2.0	0.81203	4.62	0.09705	2.39	0.52	597.1	13.6	603.6	21.0	628	85	95	597	14
52	55	5814	1.9	1.36028	4.59	0.14606	2.76	0.80	878.8	22.7	872.0	26.9	855	76	103	879	23
53	205	6970	1.3	0.79342	7.77	0.09411	2.39	0.31	579.8	13.3	583.1	34.9	644	159	90	580	13
54	280	20574	2.7	1.86088	5.44	0.16881	4.94	0.91	1005.5	46.0	1067.3	36.0	1196	45	84	1196	45
55	313	5755	0.8	0.58131	3.51	0.07852	1.88	0.54	487.3	8.8	465.3	13.1	358	67	136	487	9
56	159	3796	3.2	0.61725	10.06	0.07670	2.17	0.22	476.4	10.0	488.1	39.0	544	215	88	476	10
57	284	7122	4.8	0.70882	4.87	0.08815	1.00	0.21	544.6	5.2	544.0	20.5	542	104	100	545	5
58	215	9443	14.4	0.63248	7.47	0.07537	3.74	0.50	468.4	16.9	497.6	29.4	634	139	74	468	17
59	465	15058	1.5	0.64271	3.63	0.08027	1.80	0.50	497.7	8.6	504.0	14.4	533	69	93	498	9
60	105	11570	3.2	0.77894	6.40	0.09114	3.52	0.55	562.3	19.0	584.9	28.5	674	114	83	562	19

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77

Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1,55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.

Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).

Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Melhor idade = $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0.9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0.9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9d. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-228

Amostra	CONCENTRAÇÕES E RAZÕES										IDADES APARENTES							
CM-228	U (ppm)	64c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±	
61	303	9998	58,4	0,56972	7,85	0,07433	1,00	0,13	462,2	4,5	457,8	28,9	436	174	106	462	4	
62	153	5521	0,7	0,68537	8,19	0,09019	4,22	0,52	556,7	22,5	530,0	33,8	417	157	134	557	23	
63	189	2099	1,9	0,77333	6,87	0,08893	2,08	0,30	549,2	11,0	581,7	30,4	711	139	77	549	11	
64	1032	24458	3,0	1,09120	1,46	0,11888	1,00	0,69	724,1	6,8	749,1	7,7	824	22	88	724	7	
65	180	16106	1,6	5,15720	1,44	0,31689	1,00	0,70	1774,5	15,5	1845,6	12,2	1927	19	92	1927	19	
66	106	7878	2,0	2,09341	3,34	0,18965	1,04	0,31	1119,5	10,7	1146,6	23,0	1198	63	93	1198	63	
67	234	6439	1,1	0,70951	7,03	0,09131	1,75	0,25	563,3	9,4	544,5	29,6	466	151	121	563	9	
68	537	11941	1,3	0,70418	3,62	0,08572	2,33	0,64	530,2	11,9	541,3	15,2	588	60	90	530	12	
69	135	4834	2,0	0,70074	13,56	0,08711	1,87	0,14	538,4	9,7	539,2	56,8	543	295	99	538	10	
70	264	11284	3,4	1,04984	13,25	0,10939	11,13	0,84	669,2	70,7	728,8	69,0	917	148	73	669	71	
71	623	11220	3,2	0,83360	2,74	0,09904	1,77	0,65	608,8	10,3	615,6	12,6	641	45	95	609	10	
72	1011	32009	2,5	0,67393	4,76	0,08318	4,05	0,85	515,1	20,0	523,1	19,5	558	55	92	515	20	
73	66	1655	4,3	0,76155	9,21	0,07975	2,91	0,32	494,6	13,8	574,9	40,4	906	180	55	495	14	
74	1020	29317	2,0	0,68463	3,29	0,08459	1,00	0,30	523,5	5,0	529,6	13,6	556	68	94	523	5	
75	305	22158	1,5	2,60869	2,50	0,21693	2,28	0,91	1265,7	26,2	1303,1	18,3	1365	20	93	1365	20	
76	975	12446	17,6	0,88263	2,11	0,10107	1,82	0,86	620,7	10,8	642,4	10,1	719	23	86	621	11	
77	267	10993	2,2	0,85189	3,85	0,09712	1,00	0,26	597,5	5,7	625,7	18,0	729	79	82	598	6	
78	377	10689	1,5	0,91019	5,64	0,10504	4,48	0,79	643,9	27,5	657,2	27,3	703	73	92	644	27	
79	303	10150	2,2	0,80205	5,32	0,09475	3,71	0,70	583,6	20,7	598,0	24,0	653	82	89	584	21	
80	148	4578	1,2	0,72177	6,80	0,09344	1,98	0,29	575,8	10,9	551,7	29,0	453	145	127	576	11	
81	170	18523	0,4	4,76191	1,99	0,29983	1,50	0,76	1690,5	22,3	1778,2	16,7	1883	23	90	1883	23	
82	118	19415	1,0	8,65775	2,36	0,41070	2,02	0,86	2218,1	37,9	2302,6	21,5	2379	21	93	2379	21	
83	150	22892	2,1	2,25577	1,55	0,20083	1,16	0,75	1179,8	12,5	1198,6	10,9	1233	20	96	1233	20	
84	348	27819	1,3	0,66963	1,96	0,08358	1,64	0,83	517,5	8,1	520,5	8,0	534	24	97	517	8	
85	265	22049	2,2	1,21810	4,97	0,12710	4,83	0,97	771,3	35,1	808,9	27,7	914	24	84	771	35	
86	274	10799	2,2	0,66162	6,12	0,08322	5,89	0,96	515,3	29,2	515,6	24,7	517	36	100	515	29	
87	403	43616	3,7	1,51790	1,73	0,14431	1,40	0,81	869,0	11,4	937,6	10,6	1103	20	79	1103	20	
88	138	8463	3,5	0,65537	3,82	0,08498	1,34	0,35	525,8	6,8	511,8	15,3	450	79	117	526	7	
89	213	24488	2,0	1,39386	2,82	0,14284	2,64	0,93	860,7	21,3	886,3	16,7	951	20	91	951	20	
90	169	22952	4,3	1,67880	6,35	0,15852	5,77	0,91	948,5	50,9	1000,5	40,4	1116	53	85	1116	53	
91	358	44776	5,7	1,60314	6,96	0,15808	6,88	0,99	946,1	60,6	971,4	43,5	1029	20	92	1029	20	
92	23	2001	1,3	0,78595	13,02	0,09666	5,77	0,44	594,8	32,8	588,9	58,2	565	255	105	595	33	
93	571	7570	5,3	0,71623	2,82	0,07873	1,51	0,53	488,5	7,1	548,4	12,0	806	50	61	489	7	
94	132	17382	2,2	2,45953	3,38	0,19190	3,11	0,92	1131,6	32,3	1260,2	24,4	1487	25	76	1487	25	
95	355	22794	0,9	0,70856	2,29	0,08757	1,93	0,84	541,2	10,0	543,9	9,6	555	27	97	541	10	
96	98	8730	1,2	0,66684	4,85	0,08775	1,08	0,22	542,2	5,6	518,8	19,7	417	106	130	542	6	
97	220	16637	33,1	0,55803	2,55	0,07420	1,22	0,48	461,4	5,4	450,2	9,3	394	50	117	461	5	
98	194	84922	0,9	12,45102	1,34	0,48360	0,89	0,66	2542,9	18,6	2639,0	12,6	2714	16	94	2714	16	
99	129	11023	1,0	0,67818	2,67	0,08518	1,43	0,54	527,0	7,2	525,7	10,9	520	49	101	527	7	
100	34	1166	0,5	0,93425	8,10	0,09167	1,63	0,20	565,4	8,8	669,9	39,8	1039	160	54	565	9	
101	431	31837	1,2	0,71245	1,91	0,08780	1,62	0,85	542,5	8,4	546,2	8,1	562	22	97	543	8	
102	141	31632	1,8	3,75057	10,82	0,26219	10,71	0,99	1501,0	143,4	1582,2	86,9	1692	28	89	1692	28	
103	229	18925	0,9	0,69046	2,35	0,08660	1,88	0,80	535,4	9,7	533,1	9,7	523	31	102	535	10	
104	343	56488	3,8	2,51073	2,79	0,20516	2,60	0,93	1203,0	28,6	1275,1	20,3	1399	19	86	1399	19	
105	170	26347	2,0	1,78493	1,76	0,16686	1,45	0,82	994,8	13,4	1040,0	11,5	1136	20	88	1136	20	
106	146	17455	0,7	1,57001	1,66	0,15664	0,98	0,59	938,1	8,6	958,4	10,3	1005	27	93	1005	27	
107	179	12097	1,6	0,57111	5,00	0,07418	2,37	0,47	461,3	10,5	458,7	18,5	446	98	103	461	11	
108	207	23170	5,6	1,40568	8,89	0,13824	8,59	0,97	834,7	67,3	891,3	52,8	1035	46	81	1035	46	
109	71	4705	1,2	0,63802	7,67	0,08594	1,86	0,24	531,5	9,5	501,1	30,4	365	168	145	531	9	
110	223	19457	9,6	0,81207	1,88	0,09638	1,37	0,73	593,2	7,7	603,6	8,5	643	28	92	593	8	
111	356	23005	6,5	0,65493	3,60	0,08174	3,38	0,94	506,5	16,5	511,5	14,4	534	27	95	506	16	
112	336	24639	2,1	0,72065	2,52	0,08870	1,84	0,73	547,8	9,7	551,0	10,7	564	38	97	548	10	
113	336	25029	2,1	0,72334	2,41	0,08885	1,68	0,70	548,7	8,8	552,6	10,3	569	38	96	549	9	
114	58	8795	1,8	0,83003	6,20	0,10000	3,28	0,53	614,4	19,2	613,6	28,6	611	114	101	614	19	

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77
 Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1,55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.
 Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).
 Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0,3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2,0 para $^{209}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.
 Melhor idade= $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0,9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0,9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9d continuação. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-228

CM-112	U (ppm)	6/4c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±
21	856	939	1,5	0,63440	5,54	0,08278	2,46	0,44	512,7	12,1	498,8	21,8	436	111	118	513	12
23	377	2413	1,7	0,66505	4,71	0,08994	1,11	0,24	556,2	5,9	517,7	19,1	356	103	156	555	6
25	613	11335	3,1	0,93738	2,81	0,10937	1,39	0,49	669,1	8,8	671,5	13,8	680	52	98	669	9
26	203	4342	0,7	0,74029	3,47	0,09114	1,01	0,29	562,3	5,5	562,6	15,0	564	72	100	562	5
27	176	3554	2,0	0,69511	3,55	0,08640	1,26	0,36	534,2	6,5	535,9	14,8	543	72	98	534	6
28	119	2707	1,2	0,67560	3,21	0,08221	2,25	0,70	508,3	11,0	524,1	13,1	589	50	87	509	11
29	154	30588	1,8	13,61854	1,43	0,52814	1,02	0,71	2733,6	22,7	2723,6	13,5	2716	17	101	2716	17
30	101	1635	2,4	0,77863	5,73	0,09809	1,01	0,18	591,5	5,7	584,7	25,5	569	123	106	561	6
32	23	1934	0,7	0,25350	4,75	0,29580	4,15	0,87	1870,5	61,1	1684,4	39,1	1702	42	96	1702	42
33	32	2983	0,7	0,82612	3,90	0,10760	1,86	0,50	658,8	12,3	665,6	19,1	689	72	96	659	12
35	149	1904	0,8	0,93167	5,79	0,11053	1,18	0,21	875,9	7,6	668,5	28,4	644	122	105	676	8
36	238	3708	1,8	0,73553	5,28	0,09198	1,80	0,36	507,2	10,3	559,8	22,7	530	108	107	557	10
37	116	8634	0,7	5,52927	2,20	0,34531	1,32	0,60	1812,2	21,8	1905,2	19,0	1898	32	101	1898	32
38	212	18033	1,1	16,04400	1,84	0,60477	1,54	0,84	3049,0	37,4	2992,1	17,7	2954	16	103	2954	16
39	74	1727	1,1	0,72690	3,64	0,08953	2,43	0,67	552,8	12,9	554,2	15,5	560	59	99	553	13
40	187	3531	1,9	3,19537	1,90	0,21772	1,05	0,55	1268,8	12,1	1458,0	14,7	1739	29	73	1739	29
41	201	3363	1,7	1,19428	5,00	0,12937	2,53	0,51	784,3	18,7	797,9	27,7	836	80	94	784	19
42	253	4373	1,2	0,92775	5,38	0,10921	4,80	0,85	688,2	28,2	666,4	26,3	661	60	101	668	29
44	126	10770	0,8	4,65874	1,79	0,20810	1,15	0,64	1881,9	17,0	1759,9	15,0	1854	25	91	1854	25
45	110	7469	1,8	4,98904	3,78	0,32492	3,30	0,87	1813,7	52,2	1817,5	32,0	1822	34	100	1822	34
46	278	12945	4,4	1,46860	3,71	0,15341	2,75	0,74	920,9	23,6	917,3	22,4	911	51	101	911	51
48	315	5317	1,1	0,87089	4,47	0,10595	1,74	0,39	649,2	10,8	636,1	21,1	580	89	110	649	11
49	376	6737	2,3	1,85557	2,18	0,16885	1,45	0,66	1001,4	13,5	991,7	13,8	970	33	103	970	33
50	169	2372	0,7	0,90105	3,45	0,10647	1,73	0,50	552,2	10,7	652,3	16,6	652	64	100	652	11
51	518	6133	1,1	0,86327	2,90	0,10574	1,00	0,35	647,9	6,2	631,9	13,6	575	59	113	648	6
53	341	1304	0,9	0,85101	4,12	0,10279	1,31	0,32	630,7	7,9	625,2	19,2	605	85	104	631	8
54	141	10709	1,5	6,52422	1,42	0,35440	1,00	0,71	1955,8	16,9	2049,2	12,5	2145	18	91	2145	18
55	222	1862	0,7	0,71192	4,86	0,08923	1,45	0,30	551,0	7,7	545,9	20,5	525	102	105	551	8
57	280	8124	0,9	6,65701	1,52	0,37408	1,08	0,71	2048,5	19,0	2068,9	13,4	2085	19	98	2085	19
58	419	13239	2,3	14,57447	2,32	0,51183	2,09	0,80	2664,4	45,6	2787,9	22,0	2878	16	93	2878	16
59	289	19624	1,5	6,76008	1,49	0,36763	1,10	0,74	2018,2	19,1	2089,5	13,2	2143	18	94	2143	18
60	808	1832	2,2	0,72248	2,67	0,09008	2,05	0,77	556,0	10,9	552,1	11,4	536	38	104	556	11
61	149	2128	1,3	0,75824	3,12	0,09270	1,43	0,46	571,5	7,8	573,0	13,7	579	60	99	572	8
62	181	1015	1,4	0,68639	3,46	0,06425	1,13	0,33	521,4	5,7	530,6	14,3	570	71	91	521	6
63	128	585	1,5	0,71268	5,72	0,08988	4,35	0,76	537,1	22,4	546,3	24,2	585	80	92	537	22
64	238	28936	1,5	14,85744	1,41	0,54384	1,00	0,71	2799,5	22,7	2806,2	13,5	2811	16	100	2811	16
65	941	28346	1,0	0,87252	1,91	0,10589	1,00	0,52	648,9	6,2	636,9	9,0	585	35	109	649	6
66	380	12869	2,4	1,38743	2,70	0,14502	1,84	0,68	873,0	15,0	867,8	16,0	925	41	94	873	15
67	151	6579	1,0	1,62801	3,29	0,16559	2,03	0,62	987,8	18,6	881,1	20,7	966	53	102	966	53
68	225	4694	2,0	0,85231	3,58	0,09931	1,72	0,46	610,4	10,0	625,9	16,7	683	67	89	610	10
69	415	8365	1,1	0,70893	4,49	0,08858	2,12	0,47	547,1	11,1	544,1	18,9	531	87	103	547	11
70	484	1868	1,7	0,63141	4,48	0,08575	1,82	0,41	530,4	9,3	487,0	17,6	346	93	153	530	9
72	104	2463	0,5	4,75983	3,20	0,27426	2,20	0,69	1582,4	30,5	1777,8	26,9	2041	41	77	2041	41
73	273	13069	1,2	9,14289	3,39	0,42380	3,07	0,91	2277,7	58,9	2352,4	31,0	2418	24	94	2418	24
74	496	8993	0,9	0,79361	2,52	0,09787	1,11	0,44	601,9	6,4	593,2	11,3	560	49	107	602	6
76	339	7350	0,8	0,93016	3,28	0,10969	1,89	0,61	670,9	12,7	667,7	16,0	657	56	102	671	13
78	326	12628	2,4	1,25069	3,83	0,13580	1,45	0,38	820,9	11,2	823,7	21,6	831	74	89	821	11
79	179	10920	1,4	7,51843	1,42	0,39177	1,00	0,71	2131,0	18,1	2175,2	12,7	2217	17	96	2217	17
81	101	4015	0,8	5,15371	4,08	0,31011	1,89	0,49	1741,2	30,4	1845,0	34,7	1964	63	89	1964	63
82	159	2670	0,5	0,79093	5,84	0,09614	2,77	0,47	581,8	15,7	591,7	26,2	581	111	100	592	16
83	329	13447	2,5	2,33975	2,56	0,20629	1,59	0,62	1219,7	17,7	1224,4	18,2	1233	39	99	1233	39
85	320	3476	1,4	8,70389	3,30	0,41256	3,11	0,94	2226,6	58,6	2307,5	30,1	2380	19	94	2380	19
87	74	8247	1,4	12,39275	1,78	0,49512	1,00	0,56	2582,8	21,4	2634,6	16,7	2667	24	97	2667	24
88	436	6815	3,5	0,65602	3,80	0,08529	1,76	0,46	527,6	8,9	512,2	15,3	444	75	119	528	9
90	216	1939	2,4	0,71820	4,57	0,08964	2,04	0,45	553,4	10,8	549,6	19,4	534	89	104	553	11
91	239	7358	1,7	2,98576	2,43	0,23873	2,00	0,82	1380,1	24,8	1406,5	18,5	1447	26	95	1447	26
92	329	3960	1,1	0,68198	5,85	0,08508	2,71	0,46	526,4	13,7	528,0	24,1	535	113	98	526	14
93	63	2958	1,4	2,79091	7,90	0,23379	1,41	0,18	1354,3	17,3	1353,1	59,1	1351	150	100	1351	150
94	202	2322	1,4	0,76994	4,38	0,09446	1,23	0,28	581,9	6,9	579,7	19,4	571	91	102	582	7
95	91	5833	1,2	8,08738	2,28	0,41547	1,72	0,75	2239,9	32,6	2242,0	20,6	2244	26	100	2244	26
96	615	14442	2,2	0,87214	2,47	0,10386	1,94	0,79	637,0	11,8	636,7	11,7	638	33	100	637	12
97	387	2898	0,8	0,83592	5,08	0,10021	2,71	0,53	616,6	15,9	616,9	23,5	621	93	99	616	16
98	129	4939	2,0	5,51092	3,12	0,33058	1,00	0,32	1841,2	16,1	1802,3	26,8	1870	53	93	1870	53
100	405	3997	1,4	3,44157	2,59	0,25495	2,36	0,91	1464,0	30,9	1513,9	20,4	1585	20	92	1585	20

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77
 Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485\times 10^{-10}$. $^{238}\text{U}=1,55125\times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.
 Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).
 Pb inicial derivado de Stacey and Kraners (1975), com incertezas de 1.0 para $^{209}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.
 Melhor idade= $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0.9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0.9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9e continuação. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-112

Amostra	CONCENTRAÇÕES E RAZÕES										IDADES APARENTES						
CM-158	U (ppm)	84c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±	
1	369	32971	1,6	7,06303	2,99	0,35995	2,24	0,75	1981,9	38,2	2119,4	26,6	2256	34	88	2256	
2	199	24005	1,0	4,75662	1,80	0,29733	1,00	0,56	1678,1	14,8	1777,3	15,1	1896	27	89	1896	
3	240	3443	1,1	0,56480	11,12	0,07061	1,19	0,11	439,8	5,1	454,6	40,8	530	243	83	440	
4	534	19926	1,2	0,76651	5,71	0,08969	1,25	0,22	563,7	6,6	577,8	25,2	673	119	82	554	
5	147	6657	0,4	1,74915	4,82	0,15794	2,28	0,47	945,3	20,1	1026,8	31,1	1205	84	78	1205	
6	367	9084	2,3	0,67951	8,30	0,08422	2,23	0,27	521,2	11,2	526,5	34,1	549	175	95	521	
7	327	26906	1,6	3,28952	2,01	0,24878	1,00	0,50	1432,2	12,8	1478,6	15,6	1546	33	93	1546	
8	242	2417	0,8	0,43259	15,66	0,05224	3,44	0,22	328,3	11,0	365,0	48,1	605	332	54	328	
9	752	4813	1,7	1,30284	3,27	0,12837	1,10	0,34	778,6	8,1	847,0	18,8	1031	62	76	1031	
10	442	11076	1,0	0,74239	7,72	0,09380	1,85	0,24	578,0	10,2	563,8	33,4	507	165	114	578	
11	119	2420	1,2	0,88665	18,36	0,08114	1,81	0,10	502,9	8,7	644,6	87,9	1179	364	43	503	
12	525	14110	0,8	0,73708	5,00	0,08735	1,00	0,20	539,9	5,2	560,7	21,5	646	105	84	540	
13	320	8718	1,5	0,69226	6,33	0,08295	1,21	0,19	513,7	6,0	534,2	26,3	622	134	83	514	
14	727	3366	2,6	1,54228	3,59	0,14943	1,09	0,30	897,8	9,2	947,4	22,1	1065	69	84	1065	
15	786	2532	1,0	0,44824	7,78	0,05637	1,31	0,17	353,5	4,5	376,0	24,5	517	169	68	354	
16	446	4988	2,6	0,70060	4,41	0,08462	1,68	0,38	523,7	8,5	539,1	18,5	605	88	87	524	
17	289	22309	1,0	5,14037	1,69	0,31763	1,32	0,78	1779,1	20,5	1842,8	14,3	1915	19	93	1915	
18	138	3204	1,7	0,71387	15,35	0,08108	2,13	0,14	502,5	10,3	547,0	65,0	737	324	68	503	
19	128	19718	0,6	5,30118	3,16	0,32365	1,00	0,32	1807,5	15,8	1869,1	27,0	1938	54	93	1938	
20	321	23307	1,4	2,21681	4,37	0,18853	3,94	0,90	1113,4	40,3	1186,4	30,6	1322	37	84	1322	
21	700	16365	2,4	1,15412	2,64	0,12191	1,60	0,61	741,5	11,2	779,2	14,3	889	43	83	742	
22	420	7732	14,7	0,69993	5,48	0,08747	1,02	0,19	540,5	5,3	538,7	22,9	531	118	102	541	
23	87	2412	2,1	0,82653	29,10	0,08604	3,41	0,12	532,0	17,4	611,7	134,5	919	607	58	532	
24	854	4766	2,3	0,37589	5,44	0,05024	3,01	0,55	316,0	9,3	324,0	15,1	382	102	83	316	
25	774	9893	1,2	0,40980	7,56	0,05365	1,00	0,13	336,9	3,3	348,7	22,3	428	167	79	337	
26	280	97011	0,8	14,29193	1,66	0,51327	1,33	0,80	2670,6	29,1	2769,3	15,8	2842	16	94	2842	
27	200	5075	2,4	0,74674	7,30	0,08595	3,10	0,42	531,6	15,8	566,3	31,7	709	141	75	532	
28	808	15699	3,2	0,69517	3,76	0,08485	1,00	0,27	525,0	5,1	535,9	15,6	582	79	90	525	
29	508	9364	6,2	0,63148	8,16	0,07656	1,67	0,20	475,6	7,7	497,0	32,1	597	173	80	476	
30	237	13014	0,9	0,92085	6,11	0,09968	1,00	0,16	612,5	5,9	662,8	29,7	838	126	73	613	
31	368	13833	1,7	2,53437	4,31	0,20257	3,03	0,70	1189,1	32,9	1282,0	31,4	1441	58	83	1441	
32	134	2434	0,9	0,79546	14,06	0,08954	2,40	0,17	552,8	12,7	594,3	63,3	756	294	73	553	
33	241	6797	2,9	0,80610	7,54	0,09768	1,85	0,25	600,8	10,6	600,3	34,2	598	158	100	601	
34	314	21509	2,8	2,15398	5,57	0,20132	2,55	0,46	1182,4	27,5	1168,3	38,7	1137	99	104	1137	
35	330	10801	2,5	1,66952	4,11	0,16748	1,97	0,48	998,2	18,2	997,0	26,1	994	73	100	994	
36	418	2086	1,7	0,80623	12,32	0,10828	1,63	0,13	662,7	10,3	600,3	55,9	371	276	179	663	
37	515	12943	3,3	0,74186	4,84	0,09234	2,27	0,47	569,4	12,4	563,5	20,9	540	94	105	569	
38	202	12602	1,7	1,65781	7,51	0,16767	1,63	0,22	999,3	15,1	992,5	47,6	978	150	102	978	
39	168	5530	1,5	0,70272	14,83	0,07232	3,45	0,23	450,1	15,0	540,4	62,2	942	297	48	450	
40	280	9741	2,1	4,21698	4,55	0,26311	3,98	0,87	1505,7	53,4	1677,3	37,4	1899	40	79	1899	
41	211	19156	2,2	2,06095	4,78	0,19332	2,03	0,42	1139,3	21,2	1135,9	32,7	1129	86	101	1129	
42	264	10453	3,4	0,69383	8,61	0,08914	1,81	0,21	590,5	9,6	535,2	35,8	470	187	117	550	
43	775	1384	3,5	0,50486	7,37	0,06410	1,08	0,15	400,5	4,2	415,0	25,1	496	161	81	400	
44	360	5176	5,1	1,91116	3,41	0,18451	2,19	0,64	1091,6	22,0	1085,0	22,7	1072	53	102	1072	
45	242	5759	2,9	1,12416	8,64	0,12709	6,59	0,76	771,3	47,9	765,0	46,5	747	118	103	771	
46	497	6083	2,0	0,43546	3,45	0,05840	1,38	0,40	365,9	4,9	367,0	10,6	374	71	98	366	
47	686	31128	2,0	1,29277	1,91	0,13551	1,00	0,52	819,2	7,7	842,5	10,9	904	34	91	819	
48	642	15005	3,2	0,93671	4,80	0,10749	2,57	0,54	658,2	16,1	671,2	23,6	715	86	92	658	
49	393	6175	1,8	0,97793	5,88	0,11131	1,85	0,32	680,3	12,0	692,5	29,5	732	118	93	680	
50	239	1686	0,8	0,66865	15,76	0,08878	1,54	0,10	548,3	8,1	519,9	64,2	397	354	138	548	
51	338	6292	1,1	1,59007	5,14	0,15862	1,79	0,35	949,1	15,8	966,3	32,0	1006	98	94	1006	
52	447	15364	1,6	1,81665	5,04	0,17742	2,20	0,44	1052,9	21,4	1051,5	33,0	1049	92	100	1049	
53	520	8224	7,0	0,75365	4,74	0,09249	1,07	0,23	570,2	5,9	570,3	20,7	571	100	100	570	
54	577	7870	1,9	0,75381	5,14	0,08926	1,64	0,32	551,1	8,7	570,4	22,4	648	105	85	551	
55	314	12548	1,0	0,72523	9,16	0,08817	1,16	0,13	544,7	6,1	553,7	39,1	591	197	92	545	
56	244	7039	1,8	0,76869	9,96	0,08642	1,11	0,11	534,3	5,7	579,0	44,0	758	209	70	534	

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77

Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485\times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1,55125\times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.

Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).

Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0,3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Melhor idade= $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0,9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0,9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9f. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-158

Amostra		CONCENTRAÇÕES E RAZÕES								IDADES APARENTES							
CM-158	U (ppm)	6/4e	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±
57	466	1880	2,2	0,51850	9,07	0,06295	2,07	0,23	393,5	7,9	424,2	31,5	594	192	66	394	8
58	477	23943	3,2	0,85988	4,01	0,10363	1,80	0,45	635,6	10,9	630,1	18,8	610	77	104	636	11
59	399	6972	4,5	1,22509	7,36	0,13694	2,84	0,39	827,4	22,1	812,1	41,2	770	143	107	827	22
60	396	12858	3,0	1,83875	2,25	0,17583	1,18	0,52	1044,2	11,4	1059,4	14,8	1091	38	96	1091	38
61	548	24068	2,6	1,98621	2,59	0,18624	1,20	0,46	1101,0	12,1	1110,8	17,5	1130	46	97	1130	46
62	322	2209	2,9	0,74733	11,15	0,09391	2,00	0,18	578,6	11,1	566,7	48,5	519	241	111	579	11
63	180	7866	1,4	1,01491	8,19	0,11081	4,48	0,55	677,4	28,8	711,4	41,9	820	143	83	677	29
64	108	831	1,5	0,60660	29,69	0,08108	2,95	0,10	502,6	14,3	481,4	114,3	382	678	132	503	14
65	151	5202	1,1	1,77111	6,70	0,18235	1,88	0,25	1079,8	16,7	1034,9	43,5	941	133	115	941	133
66	543	17396	2,0	0,76096	6,44	0,09377	1,95	0,30	577,8	10,8	574,6	28,3	582	134	103	578	11
67	118	7587	1,0	2,13852	6,63	0,18677	2,97	0,45	1103,8	30,1	1161,3	45,9	1270	116	87	1270	116
68	342	8922	3,1	0,98888	6,42	0,11513	1,06	0,17	702,5	7,1	698,2	32,4	684	135	103	702	7
69	174	1550	1,2	0,39397	18,19	0,05597	2,59	0,14	351,1	8,9	337,3	52,2	243	418	144	351	9
70	240	2206	0,7	0,67636	15,43	0,08708	1,64	0,11	538,2	8,5	524,6	63,3	466	342	116	538	8
71	596	5543	2,5	1,58640	3,89	0,15284	1,74	0,45	916,8	14,9	964,9	24,2	1076	70	85	1076	15
72	184	2302	1,2	0,93897	9,43	0,11244	3,22	0,34	686,9	21,0	672,3	46,4	624	192	110	687	21
73	609	7727	4,4	1,13682	9,55	0,12261	9,29	0,97	745,6	65,4	771,0	51,6	845	46	88	746	65
74	376	15205	1,8	0,66139	6,19	0,08332	2,50	0,40	515,9	12,4	515,5	25,0	513	124	100	516	12
75	479	15544	0,8	0,75277	4,59	0,08916	1,00	0,22	550,6	5,3	569,8	20,0	647	96	85	551	5
76	138	1884	0,9	0,72598	21,93	0,08019	1,24	0,06	497,3	5,9	554,2	93,9	796	464	63	497	6
77	289	4000	1,1	0,42878	12,35	0,05820	2,58	0,21	364,7	9,2	362,3	37,6	347	274	105	365	9
78	382	48105	4,8	1,55648	4,54	0,14960	2,20	0,49	898,7	18,5	953,1	28,0	1081	80	83	1081	18
79	6	3012	0,7	0,63075	10,56	0,08617	1,75	0,17	532,8	9,0	496,6	41,5	333	237	160	533	9
80	17	12435	1,8	1,98850	6,54	0,17718	5,97	0,91	1051,6	58,0	1110,9	44,2	1229	52	86	1229	52
81	685	39645	1,8	3,20652	9,32	0,21833	9,27	0,99	1273,1	107,1	1458,7	72,3	1741	18	73	1741	18
82	642	20015	8,6	0,69270	4,50	0,08443	4,37	0,97	522,5	21,9	534,4	18,7	585	23	89	523	22
83	779	31849	5,6	0,77865	1,51	0,09345	1,07	0,71	575,9	5,9	584,7	6,7	619	23	93	576	6
84	454	20546	1,2	0,72721	2,86	0,08920	1,50	0,52	550,8	7,9	554,9	12,2	572	53	96	551	8
85	704	13081	6,7	1,10217	3,90	0,11543	3,55	0,91	704,2	23,7	754,4	20,8	906	33	78	704	24
86	49	2467	0,9	0,67638	20,37	0,07961	3,24	0,16	493,8	15,4	524,6	83,6	661	435	75	494	15
87	387	30999	0,5	1,31124	1,66	0,13664	1,32	0,79	825,6	10,2	850,7	9,6	917	21	90	826	10
88	373	10178	0,9	0,36123	5,64	0,05033	2,36	0,42	316,6	7,3	313,1	15,2	288	117	110	317	7
89	481	39401	1,9	1,92087	1,70	0,17507	1,15	0,68	1040,0	11,0	1088,4	11,3	1187	25	88	1187	25
90	454	41477	2,8	1,66004	5,26	0,16311	5,15	0,98	974,0	46,6	993,4	33,3	1036	21	94	1036	21
91	183	12825	1,9	1,50793	6,93	0,15319	6,31	0,91	918,8	54,0	933,6	42,3	969	58	95	969	54
92	319	13290	2,2	1,23576	3,85	0,12679	3,48	0,90	769,5	25,2	817,0	21,6	948	34	81	770	25
93	127	22646	1,2	4,04579	2,88	0,26630	2,50	0,87	1522,0	33,9	1643,5	23,4	1802	26	84	1802	26

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77
 Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $235\text{U}=9,8485\times 10^{-10}$, $238\text{U}=1,55125\times 10^{-10}$, $238\text{U}/235\text{U}=137,88$.
 Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).
 Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2.0 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $206\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $206\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.
 Melhor idade= $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0.9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0.9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9f continuação. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-158

CM-173

Sem correção para Pb comum

Análises	posição	U/ ppm	Th/ ppm	Th/U	204Pb/ 206Pb	± 204/206	206Pb/ 238U	± 6/38	207Pb/ 235U	± 7/35	207Pb/ 206Pb	± 7/6	238U/ 206Pb	± 38/6	235U/ 207Pb	± 35/7	206Pb/ 207Pb	± 6/7	Idade 6/38	±	Idade 7/35	±	Idade 7/6	±	% Conc
1.1	e.osc.p	221	166	0,75138	0,0003227	0,00015289	0,03863	0,00117	0,2719	0,01204	0,05105	0,00146	25,88709	0,7862	3,67778	0,16289	19,58864	0,56149	244	7	244	10	243	67	100,5
2.1	e.osc.p	155	91	0,58745	0,00080106	0,0004257	0,0363	0,00193	0,25265	0,01599	0,05048	0,00143	27,54762	1,46483	3,95804	0,25049	18,81081	0,56083	230	12	229	13	217	67	105,9
3.1	e.osc.p,fr	81	36	0,4476	0,000801	0,0001299	0,03845	0,00133	0,27335	0,01368	0,05156	0,00163	26,00704	0,89692	3,65835	0,1817	19,39528	0,51463	243	8	245	11	266	74	91,5
4.1	e.osc.p	122	63	0,51803	0,000801	0,00093409	0,0368	0,00188	0,2527	0,01522	0,0498	0,00131	27,1734	1,38754	3,95719	0,23841	20,07911	0,52654	233	12	229	12	186	62	125,4
5.1	e.osc.p,fr	108	37	0,34144	0,000801	0,0010406	0,0381	0,00216	0,25793	0,01953	0,04909	0,00214	26,24409	1,48882	3,87705	0,29353	20,36909	0,88697	241	13	233	16	152	105	158,3
6.1	e.osc.p	146	76	0,52102	0,00021782	0,00008265	0,0388	0,00182	0,2665	0,01629	0,04982	0,00169	25,77536	1,20662	3,75239	0,22939	20,07266	0,6804	245	11	240	13	187	81	131,5
7.1	e.osc.p	148	66	0,44615	0,000801	0,00039853	0,03764	0,00145	0,27073	0,0133	0,05216	0,00136	26,56418	1,02387	3,69367	0,18139	19,17178	0,4983	238	9	243	11	292	60	81,5
8.1	m.osc.p,fr	108	65	0,60536	0,0010239	0,00047645	0,03821	0,0019	0,31878	0,03204	0,0605	0,00492	26,17018	1,3025	3,137	0,31526	16,52756	1,34381	242	12	281	25	622	186	38,9
Correção de Pb comum pelo método do 204Pb																									
1.1	e.osc.p	221	166	0,75138	0,0003227	0,00015289	0,0384	0,00117	0,245	0,01748	0,04627	0,00281	26,04202	0,79434	4,0816	0,29126	21,61013	1,31415	243	7	223	14	14	138	1775,4
2.1	e.osc.p	155	91	0,58745	0,00080106	0,0004257	0,03576	0,00192	0,1899	0,03658	0,03851	0,00687	27,96055	1,50338	5,26602	1,01448	25,96796	4,8325	227	12	177	32	0	0	0
3.1	e.osc.p,fr	81	36	0,4476	0,000801	0,0001299	0,03845	0,00133	0,27326	0,01771	0,05154	0,00261	26,00752	0,89909	3,65946	0,23714	19,40079	0,98284	243	8	245	14	265	121	91,7
4.1	e.osc.p	122	63	0,51803	0,000801	0,00093409	0,0368	0,00188	0,25263	0,07749	0,04979	0,0147	27,1739	1,46436	3,95844	1,21423	20,08505	5,92141	233	12	229	65	185	887	125,8
5.1	e.osc.p,fr	108	37	0,34144	0,000801	0,0010406	0,0381	0,00228	0,25785	0,08969	0,04908	0,01645	26,24458	1,57168	3,87829	1,34904	20,37521	6,83073	241	14	233	75	152	1060	159
6.1	e.osc.p	146	76	0,52102	0,00021782	0,00008265	0,03864	0,00181	0,24826	0,01723	0,0466	0,00213	25,87929	1,21213	4,02804	0,27961	21,48054	0,98099	244	11	225	14	29	106	846,6
7.1	e.osc.p	148	66	0,44615	0,000801	0,00039853	0,03764	0,00148	0,27065	0,03609	0,05215	0,00639	26,56467	1,04232	3,69477	0,49269	19,17718	2,35175	238	9	243	29	292	291	81,6
8.1	m.osc.p,fr	108	65	0,60536	0,0010239	0,00047645	0,03749	0,0019	0,23434	0,04943	0,04534	0,009	26,67368	1,34886	4,26722	0,90015	22,05787	4,38007	237	12	214	42	0	0	0

e=fim, m=médio, r=borda, c=núcleo, osc=zoneamento oscilatório, h=homogêneo, rex=recristalizado, p=prisma, eq=eqidimensional, fr=fragmento

Tabela 9i. Resultados analíticos U/Pb SHRIMP granitoide CM-173.

Análises	posição	Uppm	Thppm	ThU	204Pb 206Pb	± 204/206	228U	± 638	207Pb / 235U	± 705	207Pb / 206Pb	± 786	238U / 206Pb	± 386	232U / 207Pb	± 367	206Pb / 207Pb	± 607	Idade 638	±	Idade 705	±	Idade 786	±	% Conc
1.1	c.osc.z.fr	355	349	0,00205	0,000001	0,00005153	0,00768	0,00104	0,43095	0,0111	0,05454	0,00989	17,51619	0,01702	2,32011	0,09001	19,30226	0,09687	358	5	353	8	397	37	90,1
1.2	h.h.p	629	17	0,00664	0,00024747	0,0001342	0,0631	0,03483	0,47485	0,03917	0,05458	0,00991	16,84763	1,21237	2,10589	0,19526	19,32173	0,30581	994	29	355	27	395	38	98,8
2.1	h.p	324	19	0,05883	0,00054244	0,00040832	0,04676	0,00126	0,09117	0,00125	0,05042	0,00224	0,04672	2,85282	0,14629	16,55191	0,72341	288	8	328	16	318	97	46,6	
3.1	m.osc.p	184	184	0,00714	0,00009806	0,00007577	0,05849	0,00183	0,42855	0,01384	0,05115	0,00138	17,70127	0,5743	2,32803	0,10102	16,13288	0,45418	364	11	363	13	418	57	94,7
4.1	c.osc.p	195	10	0,04803	0,00005777	0,00005846	0,05264	0,00162	0,09437	0,01679	0,05403	0,00171	18,89063	0,66496	2,50572	0,10758	16,50755	0,58355	333	9	336	12	372	79	89,9
5.1	c.osc.p	239	8	0,02388	0,00017267	0,00012517	0,04988	0,00116	0,362	0,01251	0,05373	0,00119	20,46506	0,49781	2,76245	0,09545	19,81150	0,4136	308	7	314	9	360	51	85,5
6.1	c.osc.p.fr	381	22	0,05953	0,00025204	0,00012915	0,05949	0,00336	0,02033	0,00336	0,05438	0,00212	14,39234	0,09389	1,91965	0,12632	19,39978	0,71553	435	29	425	23	357	60	112
7.1	c.osc.p	504	142	0,29141	0,000001	0,00000679	0,10789	0,00308	0,8511	0,02157	0,08888	0,00111	9,71887	0,29198	1,17498	0,04359	16,86899	0,30755	591	18	625	17	603	40	104,6
7.2	h.h.osc.p	295	17	0,05925	0,000001	0,0002425	0,05234	0,00171	0,37492	0,01771	0,05194	0,00167	18,10581	0,6259	2,85753	0,12895	19,26373	0,50142	379	11	373	19	393	71	116,3
8.1	c.osc.p	313	11	0,03376	0,00028638	0,00011431	0,05023	0,00107	0,37765	0,01131	0,05458	0,001	19,90771	0,4259	2,84653	0,0732	18,32978	0,33783	318	7	325	8	394	42	80,2
9.1	h.h.osc.p	240	18	0,07561	0,00030424	0,00010338	0,04924	0,00108	0,27185	0,01842	0,05479	0,00142	20,30379	0,44995	2,88855	0,09704	18,25217	0,47283	310	7	321	10	404	59	78,8
9.2	h.p	213	17	0,09045	0,000001	0,00026489	0,04577	0,00303	0,02428	0,00329	0,05329	0,00118	21,84883	1,44528	2,97401	0,21475	18,76701	0,41024	288	18	294	19	341	50	84,8
10.1	c.osc.p.os	283	275	0,07381	0,00010833	0,0000815	0,09242	0,00158	0,88035	0,02118	0,05887	0,00128	12,13327	0,34887	1,46883	0,04577	18,70286	0,3506	511	10	527	13	582	46	85,2
11.1	e.h.h.osc.p	84	4	0,04905	0,00049826	0,00031188	0,05357	0,00308	0,39544	0,03733	0,05239	0,00218	18,7375	1,17972	2,50445	0,20689	19,08125	0,79594	335	21	331	29	302	88	111
12.1	e.h.osc	155	197	1,29844	0,000001	0,000364350	0,10716	0,00507	0,02824	0,04885	0,08154	0,00125	8,33165	0,44123	1,08982	0,08909	16,26039	0,32381	956	30	657	26	658	44	86,7
13.1	h.p	318	12	0,03772	0,00025821	0,00011377	0,04871	0,0031	0,3408	0,02472	0,05293	0,00097	21,40879	1,42341	2,83341	0,20845	19,89218	0,34446	294	19	298	19	325	47	90,3
14.1	h.h.osc.p	239	9	0,03774	0,00012818	0,00007789	0,04953	0,00386	0,34847	0,00584	0,05102	0,00113	20,188	1,57344	2,86986	0,2546	19,58834	0,58448	312	24	304	24	342	80	128,5
14.2	h.h.osc.p	289	9	0,03921	0,000001	0,00005711	0,05052	0,00205	0,37412	0,01781	0,05371	0,00103	19,79857	0,80571	2,97295	0,1246	18,51712	0,3853	318	13	323	14	358	44	88,6

Correção de Pb comum pelo método do 204Pb

1.1	c.osc.p.fr	355	349	0,00205	0,000001	0,00005158	0,00769	0,00104	0,42998	0,0137	0,05482	0,00121	17,51851	0,21842	2,30578	0,0741	18,30719	0,43815	358	5	353	10	397	55	90,2
1.2	h.h.p	629	17	0,02894	0,00024747	0,0001342	0,0627	0,0048	0,42755	0,04837	0,04948	0,0023	16,94885	1,22173	2,39874	0,22602	20,21873	0,55914	392	28	351	29	176	112	231,1
2.1	h.p	324	19	0,05883	0,00054244	0,00040833	0,0458	0,00138	0,07764	0,04576	0,05245	0,00959	22,07283	0,57383	3,05203	0,42628	19,08531	2,52854	289	8	288	26	305	305	93,6
3.1	m.osc.p	184	184	0,00714	0,00009806	0,00007577	0,05842	0,00183	0,42128	0,02899	0,05415	0,00183	17,72326	0,57554	2,37355	0,11773	18,48789	0,52137	354	11	357	15	377	79	93,8
4.1	c.osc.p	195	10	0,04802	0,00005777	0,00005845	0,05298	0,0015	0,39777	0,01302	0,05318	0,00184	19,31085	0,49578	2,57854	0,11987	18,80245	0,58553	332	8	333	13	337	85	98,7
5.1	c.osc.p	239	8	0,02395	0,00017267	0,00012517	0,04931	0,00117	0,3438	0,01833	0,05119	0,0073	20,52871	0,4918	2,90854	0,16552	18,5346	0,37728	307	7	300	14	248	107	122,9
6.1	c.osc.p.fr	381	22	0,05953	0,00025204	0,00012515	0,08918	0,00335	0,49303	0,03904	0,05088	0,00282	14,49952	0,70104	2,07055	0,19561	19,74109	1,14215	431	20	402	27	225	140	191,4
7.1	c.osc.p	504	142	0,29141	0,000001	0,00000678	0,10789	0,00308	0,85087	0,02183	0,05088	0,00112	9,71805	0,29109	1,17628	0,04359	18,57283	0,31007	831	18	875	17	603	41	104,7
7.2	h.h.osc.p	295	17	0,05929	0,000001	0,0002425	0,05234	0,00174	0,37471	0,04294	0,05192	0,00547	19,10598	0,63655	2,88873	0,09513	18,25917	0,47275	328	11	323	32	282	280	116,8
8.1	c.osc.p	313	11	0,03376	0,00028638	0,00011431	0,04987	0,00107	0,34583	0,01692	0,05094	0,00208	20,01218	0,43012	2,88223	0,13984	19,39479	0,31194	314	7	302	43	211	88	149,2
9.1	h.h.osc.p	240	18	0,07561	0,00030424	0,00010338	0,04926	0,00109	0,33885	0,01721	0,05031	0,00218	20,42308	0,45201	2,94425	0,14915	19,87719	0,85218	308	7	297	13	309	193	147,2
9.2	h.p	213	17	0,09048	0,000001	0,00026489	0,04577	0,00304	0,38515	0,03725	0,05327	0,00431	21,85023	1,44918	2,97488	0,32868	18,77218	1,51533	288	18	284	29	340	184	84,8
10.1	e.h.h.osc.p	293	275	0,07381	0,00010833	0,0000815	0,09226	0,00169	0,8511	0,02427	0,05928	0,00163	12,15728	0,34386	1,01264	0,08454	17,15533	0,47985	510	10	515	15	541	87	94,2
11.1	e.h.h.osc.p	84	4	0,04905	0,00049826	0,00037186	0,05281	0,00335	0,39154	0,0325	0,04544	0,00626	18,88913	1,18594	0,0192	0,07781	22,00491	3,02416	332	21	291	41	0	0	0
12.1	e.h.osc	155	197	1,29844	0,000001	0,000364355	0,10718	0,00507	0,00901	0,05016	0,08152	0,00142	8,33183	0,44123	1,1001	0,0607	18,25422	0,37585	858	20	657	27	658	50	98,9
13.1	h.p	318	12	0,03772	0,00025821	0,00011377	0,04949	0,00309	0,31478	0,02989	0,04911	0,00203	21,51081	1,42928	3,17613	0,29226	20,36742	0,84198	293	12	278	20	183	190	181,3
14.1	h.h.osc.p	239	9	0,03774	0,00012818	0,00007789	0,04942	0,00385	0,33489	0,00137	0,04916	0,00212	20,23584	1,57733	2,88812	0,27567	20,33881	0,67619	311	24	293	24	199	194	199,7
14.2	h.h.osc.p	289	9	0,03921	0,000001	0,00005711	0,05051	0,00205	0,37401	0,01892	0,0537	0,00136	19,79844	0,80589	2,97375	0,13522	18,61221	0,47193	316	13	323	14	358	59	88,6

e=fil, m=médio, r=borda, c=núcleo, osc=zoneamento oscilatório, h=homogêneo, rex=recristalizado, p=prisma, eq=equidimensional, fr=fragmento

Tabela 9j. Resultados analíticos U/Pb SHRIMP migmático CM-35.

CM-222

Sem correção para Pb comum

Análises	posição	Uppm	Th/ppm	ThU	204Pb/ 206Pb	± 204/206	206Pb/ 238U	± 6/38	207Pb/ 235U	± 7/35	207Pb/ 206Pb	± 7/6	238U/ 206Pb	± 38/6	235U/ 207Pb	± 35/7	206Pb/ 207Pb	± 6/7	Idade 638	±	Idade 735	±	Idade 76	±	% Conc	
1.1	m.sz.eq	139	146	1.05001	0.0000337	0.00006191	0.08355	0.00561	0.86847	0.04772	0.05802	0.00101	11.96844	0.80321	1.49596	0.1068	17.23395	0.29915	517	33	520	29	531	38	97.5	
2.1	c.osc.p	219	144	0.65519	0.00011945	0.00004784	0.09082	0.00526	0.73014	0.04525	0.05831	0.00093	11.01132	0.83797	1.3696	0.08487	17.14972	0.27275	560	31	557	27	541	35	103.5	
3.1	c.osc.p	503	137	0.27183	0.00006823	0.00003475	0.08965	0.00416	0.73379	0.03645	0.05936	0.00077	11.15414	0.51737	1.36278	0.0677	16.84579	0.21736	553	25	559	22	580	28	95.4	
4.1	c.osc.p	322	16	0.051	0.00003109	0.00000979	0.3219	0.01502	5.11735	0.3089	0.1153	0.00379	3.1066	0.14499	0.19541	0.0118	8.57303	0.28525	1799	74	1839	63	1885	60	95.5	
5.1	r/rex.hd.eq	1917	39	0.0203	0.00001924	0.00001087	0.06784	0.00998	0.49575	0.07384	0.053	0.0006	14.74085	2.15844	2.01715	0.30046	18.86757	0.21449	423	61	409	51	329	26	128.7	
6.1	r/rex.hd.eq	272	99	0.3629	0.00013148	0.00004101	0.08407	0.00584	0.65347	0.04734	0.05638	0.00113	11.8953	0.7986	1.53028	0.11086	17.73773	0.35647	520	34	511	39	467	45	111.4	
7.1	rex.hd.ovlp	735	30	0.04022	0.00048977	0.00012392	0.06178	0.00251	0.45437	0.01999	0.05334	0.00067	16.18671	0.65797	2.20084	0.09684	18.74695	0.2347	395	15	380	14	343	29	112.5	
8.1	r.hd.p	470	7	0.01382	0.00031529	0.0001403	0.06527	0.00577	0.48084	0.04612	0.05343	0.00148	15.22137	1.35502	2.07971	0.19947	18.71573	0.51782	408	35	399	32	347	64	117.4	
9.1	r/rex.hd.p	310	5	0.01541	0.00034259	0.0000779	0.04883	0.00276	0.34372	0.02183	0.05105	0.00117	20.48029	1.15672	2.90835	0.1848	19.58872	0.44755	307	17	300	17	243	54	126.3	
10.1	hd.ov	922	376	0.40754	0.00002033	0.00001357	0.10144	0.00254	0.86995	0.02386	0.06198	0.00055	9.85758	0.24625	1.15346	0.03177	16.13372	0.143	623	15	634	13	673	19	92.5	
11.1	r.hb.p	332	42	0.12728	0.00045645	0.00017194	0.05756	0.00187	0.41471	0.01718	0.05225	0.00115	17.37279	0.56463	2.41133	0.09987	19.13766	0.41961	361	11	352	12	297	51	121.7	
12.1	c.osc.eq	801	117	0.14628	0.00002033	0.0000147	0.14388	0.00525	1.39691	0.0563	0.07041	0.00093	6.85001	0.25353	0.71587	0.02885	14.20152	0.18698	867	30	888	24	940	27	92.1	
Correção de Pb comum pelo método do 204Pb																										
1.1	m.sz.eq	139	146	1.05001	0.0000337	0.00006191	0.08343	0.0056	0.65339	0.04857	0.0568	0.0014	11.98666	0.80455	1.53048	0.11376	17.8048	0.43357	517	33	511	30	484	55	106.7	
2.1	c.osc.p	219	144	0.65519	0.00011945	0.00004784	0.09062	0.00525	0.70675	0.0453	0.05657	0.00119	11.03526	0.83942	1.41492	0.09058	17.67874	0.37283	558	31	543	27	475	47	117.8	
3.1	c.osc.p	503	137	0.27183	0.00006823	0.00003475	0.08954	0.00415	0.72099	0.03675	0.0584	0.00094	11.16757	0.51804	1.38688	0.07089	17.12425	0.27564	553	25	551	22	545	36	101.5	
4.1	c.osc.p	322	16	0.051	0.00003109	0.00000979	0.32171	0.01502	5.09577	0.30808	0.11488	0.0038	3.10836	0.14507	0.19624	0.01186	8.70483	0.28759	1798	74	1835	53	1878	61	95.7	
5.1	r/rex.hd.eq	1917	39	0.0203	0.00001924	0.00001087	0.06781	0.00998	0.49294	0.07347	0.05272	0.00063	14.74601	2.1692	2.02866	0.30238	18.96863	0.22529	423	61	407	51	317	27	133.8	
6.1	r/rex.hd.eq	272	99	0.3629	0.00013148	0.00004101	0.08387	0.00563	0.62965	0.04682	0.05445	0.0013	11.92377	0.80057	1.5882	0.11759	18.36503	0.43941	519	34	496	29	390	53	133.2	
7.1	rex.hd.ovlp	735	30	0.04022	0.00048977	0.00012392	0.06123	0.00249	0.38914	0.02495	0.04909	0.00209	16.33197	0.66491	2.56974	0.16475	21.69459	0.96964	383	15	334	18	7	100	5467	
8.1	r.hd.p	470	7	0.01382	0.00031529	0.0001403	0.06489	0.00574	0.43633	0.04778	0.04877	0.00265	15.40989	1.36342	2.29183	0.25098	20.50612	1.11578	405	35	368	34	137	120	296.7	
9.1	r/rex.hd.p	310	5	0.01541	0.00034259	0.0000779	0.04852	0.00274	0.30765	0.02189	0.04598	0.00169	20.6085	1.16433	3.25036	0.23128	21.74636	0.79948	305	17	272	17	0	0	0	
10.1	hd.ov	922	376	0.40754	0.00002033	0.00001357	0.10141	0.00253	0.86251	0.02402	0.06189	0.00059	9.86122	0.24645	1.15941	0.03229	16.21089	0.15482	623	15	631	13	663	21	93.9	
11.1	r.hb.p	332	42	0.12728	0.00045645	0.00017194	0.05705	0.00186	0.35807	0.02717	0.04549	0.00094	17.516	0.57201	2.79276	0.21192	21.88115	1.4186	358	11	311	21	0	0	0	
12.1	c.osc.eq	801	117	0.14628	0.00002033	0.0000147	0.14383	0.00525	1.39905	0.05633	0.07012	0.00096	6.95257	0.25363	0.71911	0.02913	14.26107	0.18429	866	30	885	24	932	28	93	

e=fm, m=médio, r=borda, c=núcleo, osc=zoneamento oscilatório, h=homogêneo, rex=recristalizado, p=prisma, eq=eqidimensional, fr=fragmento
Tabela 9k. Resultados analíticos U/Pb SHRIMP migmatito CM-222.

Amostra	CONCENTRAÇÕES E RAZÕES										IDADES APARENTES						
	U (ppm)	6/4c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±
CM-62																	
1	107	7169	5,0	1,90123	5,87	0,18284	3,36	0,57	1082,5	33,5	1081,5	39,1	1080	97	100	1080	97
2	150	16908	2,5	2,88842	2,56	0,23620	1,83	0,72	1366,9	22,5	1378,9	19,3	1397	34	98	1397	34
3	175	25679	5,0	1,68452	3,92	0,16872	1,13	0,29	1005,1	10,5	1002,7	25,0	997	76	101	997	76
4	54	6511	2,5	1,38263	7,55	0,14488	1,58	0,21	872,2	12,9	881,6	44,5	905	152	96	872	13
5	153	21780	2,3	2,90067	2,96	0,23160	1,44	0,49	1342,9	17,5	1382,1	22,3	1443	49	93	1443	49
6	68	4850	1,1	1,74886	3,88	0,15892	1,02	0,26	950,8	9,1	1026,7	25,1	1192	74	80	1192	74
7	385	12846	6,0	1,84613	1,59	0,17575	1,00	0,63	1043,7	9,6	1062,1	10,5	1100	25	95	1100	25
8	264	11962	3,0	3,54330	4,22	0,25222	3,08	0,73	1449,9	40,0	1536,9	33,4	1659	53	87	1659	53
9	354	22405	1,6	2,77833	2,71	0,22527	2,27	0,84	1309,7	26,9	1349,7	20,2	1414	28	93	1414	28
10	104	3219	1,6	3,03316	2,61	0,24503	1,82	0,70	1412,8	23,1	1416,0	19,9	1421	36	99	1421	36
11	55	8297	2,2	2,92071	4,24	0,23772	2,52	0,59	1374,9	31,2	1387,3	32,1	1406	65	98	1406	65
12	166	7113	3,1	1,46886	5,28	0,14818	2,84	0,54	890,7	23,6	917,7	31,9	983	91	91	983	91
13	77	5092	3,9	1,53556	7,75	0,15451	1,88	0,24	926,2	16,2	944,7	47,7	988	153	94	988	153
14	66	7880	2,8	2,37654	8,12	0,20634	2,99	0,37	1209,3	33,0	1235,6	58,1	1282	147	94	1282	147
15	530	11008	3,1	1,75997	2,41	0,16352	2,03	0,84	976,3	18,4	1030,8	15,6	1148	26	85	1148	26
16	146	14984	0,6	2,80744	3,04	0,23698	1,00	0,33	1371,0	12,4	1357,5	22,8	1336	56	103	1336	56
17	132	9972	1,8	2,45098	2,73	0,21191	1,07	0,39	1239,0	12,1	1257,7	19,7	1290	49	96	1290	49
18	302	17352	1,9	1,87439	2,40	0,17932	1,73	0,72	1063,3	17,0	1072,1	15,9	1090	33	98	1090	33
19	337	17201	1,0	2,16578	5,03	0,18118	3,76	0,75	1073,4	37,2	1170,1	35,0	1354	64	79	1354	64
20	206	17620	1,9	2,05202	3,80	0,19423	2,90	0,76	1144,2	30,4	1133,0	25,9	1111	49	103	1111	49
21	180	47254	1,8	2,56875	2,30	0,21983	1,76	0,77	1281,0	20,4	1291,8	16,8	1310	29	98	1310	29
22	64	3554	1,7	2,90531	7,17	0,23391	5,34	0,74	1355,0	65,3	1383,3	54,2	1427	91	95	1427	91
23	224	20178	4,2	2,02166	1,88	0,18761	1,07	0,57	1108,4	10,9	1122,8	12,8	1151	31	96	1151	31
24	94	8072	2,0	2,63981	7,38	0,21530	5,35	0,72	1257,0	61,1	1311,8	54,4	1403	97	90	1403	97
25	31	5544	2,1	2,81301	6,43	0,23042	3,89	0,61	1336,7	47,0	1359,0	48,2	1394	98	96	1394	98
26	63	4787	1,7	3,23734	5,14	0,25074	1,51	0,29	1442,3	19,5	1466,1	39,9	1501	93	96	1501	93
27	279	21375	1,5	2,81425	1,94	0,22789	1,00	0,51	1323,4	12,0	1359,3	14,6	1416	32	93	1416	32
28	103	21367	1,7	3,10031	2,88	0,25110	2,12	0,74	1444,2	27,4	1432,8	22,1	1416	37	102	1416	37
29	186	19691	3,4	1,74253	3,05	0,16947	1,83	0,60	1009,2	17,1	1024,4	19,7	1057	49	95	1057	49
30	74	7192	1,6	1,73173	5,31	0,16367	2,38	0,45	977,2	21,6	1020,4	34,2	1114	95	88	1114	95
31	474	8032	3,2	2,82359	3,42	0,20438	3,26	0,95	1198,8	35,7	1361,8	25,6	1628	19	74	1628	19
32	194	3986	2,0	1,75245	3,15	0,16574	1,08	0,34	988,6	9,9	1028,1	20,4	1113	59	89	1113	59
33	89	4122	1,9	1,62123	3,53	0,16431	1,33	0,38	980,7	12,1	978,5	22,1	973	67	101	973	67
34	372	17888	4,1	2,21282	1,72	0,19603	1,00	0,58	1154,0	10,6	1185,1	12,0	1242	27	93	1242	27
35	360	9789	1,8	2,10684	1,76	0,19267	1,19	0,68	1135,8	12,4	1151,7	12,1	1182	26	96	1182	26
36	217	10014	2,2	2,77110	4,34	0,22389	3,89	0,90	1302,4	45,9	1347,8	32,4	1421	37	92	1421	37
37	1238	13334	1,7	1,78918	1,80	0,16511	1,49	0,83	985,1	13,6	1041,5	11,7	1162	20	85	1162	20
38	1491	29924	6,7	1,74248	1,42	0,16826	1,00	0,71	1002,5	9,3	1024,4	9,2	1071	20	94	1071	20
39	434	8999	1,3	2,48227	1,57	0,20812	1,17	0,74	1218,8	13,0	1266,9	11,4	1349	20	90	1349	20
40	857	28211	13,1	1,79043	1,42	0,17081	1,00	0,70	1016,6	9,4	1042,0	9,2	1096	20	93	1096	20
41	161	12417	2,0	2,77358	4,14	0,22800	2,13	0,52	1324,0	25,5	1348,5	30,9	1387	68	95	1387	68
42	708	16124	1,8	1,75387	1,94	0,16470	1,65	0,85	982,8	15,0	1028,6	12,5	1127	20	87	1127	20
43	1427	34638	12,1	2,09493	2,69	0,19413	2,50	0,93	1143,7	26,2	1147,1	18,5	1154	20	99	1154	20
44	428	5234	1,7	3,04077	4,18	0,22657	3,67	0,88	1316,5	43,7	1417,9	32,0	1574	38	84	1574	38
45	1405	33795	11,2	2,19255	1,42	0,19414	1,00	0,71	1143,8	10,5	1178,7	9,9	1243	20	92	1243	20
46	197	7513	2,2	1,97135	3,82	0,18798	1,67	0,44	1110,4	17,0	1105,8	25,7	1097	69	101	1097	69
47	213	10638	1,6	2,01055	2,93	0,18504	1,00	0,34	1094,4	10,1	1119,1	19,8	1167	54	94	1167	54

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77

Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1,55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.

Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).

Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1,0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0,3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2,0 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Melhor idade = $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0,9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0,9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9L. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-62

Amostra		CONCENTRAÇÕES E RAZÕES										IDADES APARENTES						
CM-93	U (ppm)	6/4c	U/Th	7/5 razão	±(%)	6/8 razão	±(%)	correlação	6/8 idade	±(Ma)	7/5 idade	±(Ma)	6/7 idade	±(Ma)	%conc	Melhor idade	±	
1	706	39850	5,4	2,12745	3,45	0,19168	3,30	0,96	1130,4	34,2	1157,8	23,8	1209	20	93	1209	20	
2	433	28747	2,0	3,22654	4,66	0,25145	4,38	0,94	1445,9	56,7	1463,6	36,2	1489	30	97	1489	30	
3	265	20508	1,4	1,78813	3,21	0,17161	2,53	0,79	1021,0	23,9	1041,1	20,9	1084	40	94	1084	40	
4	128	29617	1,5	5,53835	1,42	0,33181	1,00	0,71	1847,2	16,1	1906,6	12,2	1972	18	94	1972	18	
5	862	38874	3,2	2,70146	1,42	0,22201	1,00	0,71	1292,5	11,7	1328,9	10,5	1388	19	93	1388	19	
6	165	9018	3,0	1,49583	5,20	0,15546	4,06	0,78	931,5	35,2	928,7	31,7	922	67	101	922	67	
7	133	7368	1,5	1,75150	3,04	0,16926	2,10	0,69	1008,0	19,6	1027,7	19,7	1070	44	94	1070	44	
8	1051	4027	3,9	1,03383	1,52	0,10556	1,00	0,66	646,9	6,2	720,8	7,8	958	23	68	647	6	
9	806	3547	1,3	1,43675	4,87	0,13506	4,60	0,94	816,7	35,3	904,4	29,2	1125	32	73	1125	32	
10	724	3777	1,2	0,86922	2,92	0,09025	1,99	0,68	557,0	10,6	635,1	13,8	924	44	60	557	11	
11	272	12762	2,2	2,14297	3,73	0,19823	2,11	0,57	1165,8	22,5	1162,8	25,9	1157	61	101	1157	61	
12	264	28080	3,2	2,12462	3,09	0,19465	2,92	0,94	1146,5	30,7	1156,8	21,3	1176	20	97	1176	20	
13	56	3888	2,3	2,09147	4,19	0,19017	3,22	0,77	1122,3	33,2	1146,0	28,8	1191	53	94	1191	53	
14	83	7468	1,9	1,87581	5,61	0,17315	3,82	0,88	1029,5	38,4	1072,6	37,1	1161	81	89	1161	81	
15	31	2451	1,3	3,23168	3,82	0,25169	2,43	0,64	1447,2	31,6	1464,8	29,6	1490	56	97	1490	56	
16	42	5396	1,4	2,27924	3,40	0,20519	2,34	0,69	1203,1	25,7	1205,9	24,0	1211	48	99	1211	48	
17	454	40449	4,6	9,49948	3,73	0,38694	2,94	0,79	4474,2	38,7	4442,4	28,7	4396	44	496	4396	44	
18	86	10842	2,4	2,68480	4,20	0,22927	1,88	0,45	1330,7	22,6	1324,3	31,1	1314	73	101	1314	73	
19	121	15032	1,7	2,50959	2,62	0,21830	1,14	0,44	1272,9	13,2	1274,8	19,0	1278	46	100	1278	46	
20	170	20041	2,5	2,15318	2,69	0,19931	1,55	0,58	1171,6	16,6	1166,1	18,7	1156	44	101	1156	44	
21	77	9456	2,4	2,87946	3,16	0,24146	1,04	0,33	1394,3	13,1	1376,6	23,8	1349	58	103	1349	58	
22	137	18517	3,4	2,02490	3,86	0,18367	2,37	0,61	1087,0	23,7	1123,9	26,2	1196	60	91	1196	60	
23	81	9792	2,4	2,05357	2,38	0,18669	1,30	0,55	1103,4	13,2	1133,5	16,2	1192	39	93	1192	39	
24	290	24554	1,4	2,59229	1,90	0,21719	1,00	0,53	1267,0	11,5	1298,5	13,9	1351	31	94	1351	31	
25	166	26332	2,9	3,12366	3,10	0,25076	1,11	0,36	1442,4	14,3	1438,5	23,8	1433	55	101	1433	55	
26	411	10252	1,4	1,62332	4,05	0,15169	3,51	0,87	910,4	29,8	979,3	25,4	1137	40	80	1137	40	
27	138	17229	1,6	2,15424	2,41	0,19744	1,07	0,44	1161,5	11,4	1166,4	16,7	1175	43	99	1175	43	
28	170	21901	1,9	2,46233	3,81	0,21320	2,62	0,69	1245,8	29,7	1261,0	27,6	1287	54	97	1287	54	
29	154	13549	2,3	2,10086	3,35	0,19564	2,47	0,74	1151,8	26,1	1149,1	23,1	1144	45	101	1144	45	
30	91	4659	1,2	1,80077	4,38	0,16957	2,30	0,53	1009,7	21,5	1045,7	28,6	1122	74	90	1122	74	
31	96	1732	2,6	2,13667	4,62	0,19167	2,77	0,60	1130,4	28,7	1160,7	32,0	1218	73	93	1218	73	
32	94	22136	1,9	1,77113	4,55	0,16915	1,13	0,25	1007,4	10,5	1034,9	29,5	1093	88	92	1093	88	
33	19	9724	2,7	2,02631	4,62	0,17894	2,22	0,48	1061,2	21,7	1124,4	31,4	1249	79	85	1249	79	
34	71	7387	3,0	1,52550	7,25	0,15615	2,01	0,28	935,3	17,5	940,7	44,5	953	143	98	953	143	
35	225	9169	1,7	1,55261	3,44	0,15001	2,17	0,63	901,0	18,3	951,5	21,3	1070	54	84	1070	54	
36	388	8422	2,2	2,50401	3,72	0,20791	2,52	0,68	1217,7	28,0	1273,2	27,0	1368	53	89	1368	53	
37	203	16523	3,6	2,85968	2,63	0,22615	1,70	0,65	1314,3	20,2	1371,4	19,8	1461	38	90	1461	38	
38	49	11522	1,3	3,40005	5,62	0,25583	2,39	0,43	1468,5	31,4	1504,4	44,1	1555	95	94	1555	95	
39	130	11056	1,8	2,50882	5,24	0,20947	4,29	0,82	1226,0	47,9	1274,6	38,0	1357	58	90	1357	58	
40	533	6873	1,2	1,83899	2,45	0,16612	1,92	0,78	990,7	17,6	1059,5	16,1	1204	30	82	1204	30	
41	597	20126	1,6	2,32478	2,31	0,19336	2,08	0,90	1139,5	21,7	1219,9	16,4	1365	20	83	1365	20	
42	103	9984	1,0	2,12775	4,31	0,19500	1,00	0,23	1148,4	10,5	1157,9	29,7	1176	83	96	1176	83	
43	399	34491	3,3	2,92109	2,23	0,23149	1,78	0,80	1342,3	21,6	1387,4	16,9	1457	26	92	1457	26	
44	239	12350	2,7	1,41635	2,76	0,14434	1,32	0,48	869,2	10,7	895,8	16,4	962	49	90	962	49	
45	396	35274	9,3	2,26326	2,26	0,19704	1,22	0,54	1159,4	12,9	1200,9	15,9	1276	37	91	1276	37	
46	267	16899	5,1	0,68317	5,36	0,08429	1,06	0,20	521,7	5,3	528,7	22,1	559	115	93	522	5	
47	59	8149	2,3	3,04317	3,19	0,24926	1,35	0,42	1434,7	17,4	1418,5	24,4	1394	55	103	1394	55	
48	52	9100	1,3	2,92545	1,62	0,23549	1,00	0,62	1363,2	12,3	1388,5	12,3	1428	24	95	1428	24	
49	123	12955	2,4	1,72110	2,68	0,17198	1,44	0,54	1023,0	13,6	1016,4	17,2	1002	46	102	1002	46	
50	227	23072	1,4	3,14069	2,18	0,24240	1,58	0,72	1399,2	19,9	1442,7	16,8	1508	28	93	1508	28	
51	208	13714	2,4	1,69401	4,38	0,16614	2,12	0,48	990,8	19,5	1005,3	28,0	1040	77	95	1040	77	
52	92	6413	2,6	1,53234	6,72	0,15806	2,47	0,37	946,0	21,8	943,4	41,3	938	128	101	938	128	
53	338	42609	2,9	2,23292	2,42	0,20229	1,77	0,73	1187,6	19,2	1191,4	17,0	1198	33	99	1198	33	
54	169	30144	1,5	3,15542	3,95	0,24939	2,60	0,66	1435,3	33,5	1446,3	30,5	1463	57	98	1463	57	
55	97	13287	2,1	2,47940	2,43	0,20357	1,19	0,49	1194,5	13,0	1266,0	17,6	1390	41	86	1390	41	
56	88	11478	3,1	2,42515	4,54	0,21802	2,49	0,55	1271,4	28,7	1250,1	32,7	1214	75	105	1214	75	
57	409	12973	3,1	2,34693	2,70	0,19641	2,40	0,89	1156,0	25,4	1226,6	19,2	1353	24	85	1353	24	
58	82	3763	0,8	1,53699	9,79	0,15207	7,92	0,81	912,5	67,4	945,3	60,3	1022	117	89	1022	117	
59	108	18918	2,0	3,98936	2,85	0,28682	1,07	0,37	1625,6	15,4	1632,0	23,2	1640	49	99	1640	49	
60	79	10338	0,8	2,17161	4,76	0,19476	1,00	0,21	1147,1	10,5	1172,0	33,1	1218	92	94	1218	92	
61	148	15664	1,1	2,12435	2,29	0,19818	1,35	0,59	1165,5	14,4	1156,8	15,8	1140	37	102	1140	37	
62	282	20536	2,4	2,86188	2,47	0,22970	1,96	0,79	1332,9	23,6	1371,9	16,6	1433	29	93	1433	29	
63	85	10012	1,6	2,19694	7,38	0,18755	6,20	0,84	1108,1	63,1	1180,1	51,6	1315	78	84	1315	78	
64	50	7602	1,9	2,07461	2,84	0,18344	1,43	0,50	1085,7	14,3	1140,5	19,4	1246	48	87	1246	48	
65	382	21589	2,4	2,11015	2,16	0,18919	1,15	0,53	1117,0	11,8	1152,1	14,9	1219	36	92	1219	36	
66	133	14064	1,3	2,62546	2,89	0,22043	2,21	0,77	1284,2	25,7	1307,8	21,2	1347	36	95	1347	36	

Erros sistemáticos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1,1 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 0,77
 Concentração de U e U/Th foram calibrados com o NBS SEM 610, e apresentam uma incerteza de ~25%. Constantes de decaimento: $^{235}\text{U}=9,8485\times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1,55125\times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.
 Razões isotópicas corrigidas para o fracionamento de Pb/U por comparação com o zircão de idade 564 ± 4 Ma (2-sigma).
 Pb inicial derivado de Stacey and Kramers (1975), com incertezas de 1.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.3 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 2.0 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A discordância é calculada da comparação das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.
 Melhor idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para zircões jovens (<0.9 Ga) e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para os grãos mais antigos (>0.9 Ga). Em grãos antigos, as idades com uma discordância normal >30% e inversa >5% as idades não são consideradas.

Tabela 9m. Resultados analíticos U/Pb LA-ICP-MS, amostra CM-93

Análises	posição	U/ppm	Th/ppm	Th/U	204Pb/206Pb	± 2σ/2σ	206Pb/238U	± 6/3σ	207Pb/235U	± 7/5σ	207Pb/206Pb	± 7/6	238U/206Pb	± 38/6	235U/207Pb	± 35/7	206Pb/207Pb	± 6/7	Idade 5/3σ	±	Idade 7/3σ	±	Idade 7/6	±	% Conc.
1.1	c.osc.eq	135	126	0,93481	0,00004576	0,00001991	0,19606	0,0075	2,09268	0,08378	0,07741	0,00147	5,10042	0,19522	0,47786	0,02141	12,91789	0,2455	1154	41	1146	31	1132	38	102
2.1	c.osc.p	294	125	0,42418	0,0000394	0,00001427	0,1835	0,00686	1,89652	0,07506	0,07496	0,00068	5,44949	0,20372	0,52728	0,02087	13,34098	0,12186	1086	37	1080	27	1067	18	101,8
3.1	c.osc.p	422	197	0,46638	0,00002439	0,00001149	0,26459	0,01072	3,23268	0,13742	0,08857	0,00078	3,77777	0,15296	0,30934	0,01315	11,29025	0,0968	1514	55	1465	34	1395	17	108,5
4.1	r.h.p/eq	275	4	0,01376	0,00028515	0,0001586	0,04329	0,0047	0,30992	0,03539	0,05193	0,00128	23,10260	2,50599	3,22865	0,36843	19,25706	0,47352	273	29	274	28	282	57	96,8
5.1	r.h.p	327	4	0,01117	0,000001	0,0001351	0,03936	0,00135	0,27114	0,01147	0,04996	0,00104	25,40489	0,87074	3,6881	0,15605	20,01641	0,41825	249	8	244	9	193	49	128,9
6.1	r.h.p	276	3	0,00983	0,0000932	0,0001784	0,04014	0,00138	0,28184	0,01288	0,05092	0,00131	24,90988	0,86224	3,54813	0,16211	19,63942	0,50686	254	9	252	10	237	61	107
7.1	r.h.p	388	6	0,01587	0,00015144	0,00007021	0,0405	0,00201	0,29156	0,01669	0,05222	0,00119	24,69406	1,22673	3,42988	0,19629	19,15085	0,43813	256	12	260	13	296	53	86,8
8.1	r.h.p	260	4	0,01431	0,00043987	0,00019708	0,04408	0,00529	0,32809	0,04106	0,05365	0,0014	22,5848	2,72147	3,06655	0,38613	18,63833	0,48591	278	33	287	32	356	80	78
9.1	e.rex.ovp	220	2	0,01099	0,00009185	0,00009898	0,04234	0,00243	0,30338	0,02241	0,05196	0,00207	23,6169	1,35603	3,29637	0,24356	19,24483	0,76743	267	15	269	18	284	94	94,2
10.1	c.osc.p	288	4	0,01528	0,000001	0,00010027	0,04425	0,00261	0,31098	0,02056	0,05097	0,0012	22,59855	1,33177	3,21868	0,21258	19,61977	0,46065	278	18	275	16	239	55	116,6
10.2	c.osc.p	268	100	0,37443	0,000331	0,00012777	0,06303	0,00279	0,47333	0,02297	0,05446	0,00082	15,86557	0,70238	2,1127	0,10254	18,36041	0,27744	394	17	393	16	390	34	100,9
11.1	r.h.p/eq	385	4	0,01024	0,00026156	0,00010236	0,04075	0,00159	0,29985	0,01339	0,05337	0,00092	24,53883	0,9603	3,335	0,14891	18,73887	0,32151	257	10	266	11	344	38	74,8
12.1	c.osc.p	177	79	0,44707	0,00006187	0,00002393	0,30623	0,01522	4,32878	0,22336	0,10245	0,00093	3,28549	0,16228	0,23117	0,01194	9,76085	0,08903	1722	75	1698	44	1689	17	103,2
Correção de Pb comum pelo método do 204Pb																									
1.1	c.osc.eq	135	126	0,93481	0,00004576	0,00001991	0,19592	0,0075	2,07544	0,08364	0,07683	0,0015	5,10425	0,19538	0,48183	0,02174	13,01544	0,2548	1153	41	1141	31	1117	40	103,3
2.1	c.osc.p	294	125	0,42418	0,0000394	0,00001427	0,18337	0,00686	1,88092	0,07481	0,07439	0,00072	5,45345	0,20387	0,53186	0,02115	13,44189	0,13018	1085	37	1074	27	1052	20	103,2
3.1	c.osc.p	422	197	0,46639	0,00002439	0,00001149	0,26459	0,01071	3,21875	0,13712	0,08822	0,0008	3,77947	0,15303	0,31068	0,01323	11,33402	0,10323	1513	55	1462	34	1388	18	109,1
4.1	r.h.p/eq	275	4	0,01376	0,00028515	0,0001586	0,04306	0,00467	0,28328	0,03673	0,04772	0,0028	23,22478	2,52016	3,53003	0,45771	20,96696	1,2301	272	29	263	23	85	134	316,8
5.1	r.h.p	327	4	0,01117	0,000001	0,0001351	0,03936	0,00135	0,27106	0,01676	0,04994	0,00238	25,40536	0,87305	3,68925	0,2281	20,02232	0,94689	249	8	244	13	192	114	129,4
6.1	r.h.p	276	3	0,00983	0,0000932	0,0001784	0,04008	0,00139	0,27376	0,01864	0,04954	0,00227	24,95275	0,86543	3,65277	0,22208	20,1839	0,92415	253	9	246	13	174	110	145,8
7.1	r.h.p	388	6	0,01587	0,00015144	0,00007021	0,04038	0,00201	0,27832	0,01745	0,04999	0,00163	24,78319	1,23058	3,59298	0,22527	20,00548	0,65055	255	12	249	14	194	77	131,3
8.1	r.h.p	260	4	0,01431	0,00043987	0,00019708	0,04372	0,00525	0,28424	0,04195	0,04715	0,0034	22,87027	2,745	3,51811	0,5182	21,20992	1,53072	276	33	254	34	57	164	486,3
9.1	e.rex.ovp	220	2	0,01099	0,00009185	0,00009898	0,04227	0,00243	0,29497	0,02406	0,05061	0,00259	23,65895	1,38902	3,39016	0,27653	19,7589	1,01104	267	15	262	19	223	123	119,6
10.1	c.osc.p	288	4	0,01528	0,000001	0,00010027	0,04425	0,00261	0,31088	0,02316	0,05095	0,00198	22,59897	1,33245	3,21667	0,23967	18,62543	0,76101	279	18	275	18	239	92	116,9
10.2	c.osc.p	268	100	0,37443	0,000331	0,00012777	0,06264	0,00278	0,42831	0,02831	0,04959	0,00217	15,86298	0,70772	2,33478	0,15431	20,16658	0,88307	392	17	392	20	176	105	223
11.1	r.h.p/eq	385	4	0,01024	0,00026156	0,00010236	0,04056	0,00159	0,27685	0,0159	0,04951	0,00185	24,65774	0,96608	3,6121	0,20747	20,19796	0,75513	256	10	248	13	172	90	149
12.1	c.osc.p	177	79	0,44707	0,00006187	0,00002393	0,30588	0,0152	4,2849	0,2223	0,1018	0,00101	3,26922	0,16247	0,23338	0,01211	9,84275	0,09764	1720	75	1690	44	1654	19	104

e=fim, m=médio, r=borda, c=núcleo, osc=zonaamento oscilatório, h=homogêneo, rex=recristalizado, p=prisma, eq=eqidimensional, fr=fragmento

Tabela 9n. Resultados analíticos U/Pb SHRIMP gnaisses I-9.

Amostra #	Material	Lab#	Laser (W)	Ar40/Ar39	Ar38/Ar39	Ar37/Ar39	Ar36/Ar39	40 ⁺ /39	%Rad	Ar40 (moles)	Idade (Ma)	± (Ma)
CM-51	Moscovita	2011-01A	0,20	16,89866	0,01043	0,00000	0,00177	16,37411	96,9	2,43E-15	160,7	1,9
		2011-01B	0,32	16,86183	0,01052	0,12351	0,00045	16,65889	99,3	5,66E-15	162,5	0,9
		2011-01C	0,45	20,85154	0,01183	0,02081	-0,00007	20,67486	100,1	1,67E-14	200,7	0,9
		2011-01D	-	21,47668	0,28609	0,00000	0,00076	21,30487	99,2	1,99E-17	206,5	226,3
		2011-01E	0,75	21,02686	0,01160	0,06301	0,00004	21,02031	100,0	2,93E-14	203,8	0,5
		2011-01F	-	11,83928	0,16809	0,00000	0,01231	8,02878	69,0	1,03E-17	80,6	259,7
		2011-01G	2,99	22,15392	0,00779	0,00000	0,00021	22,08979	99,7	5,08E-14	213,6	2,3
		2011-02A	-	23,34894	-0,08089	68,8222	-0,07188	52,39911	-	3,43E-17	-	-
		2011-02B	0,40	19,79856	0,01069	0,10357	0,00050	19,65985	99,3	2,23E-14	191,3	0,6
		2011-02C	-	22,76703	0,03043	146,0611	-0,11576	75,59774	-	1,64E-17	-	-
		2011-02D	0,75	20,86625	0,01109	0,01102	0,00016	20,84250	99,8	4,28E-14	202,2	0,6
		2011-02E	0,94	21,70127	0,01078	0,01024	-0,00008	21,72578	100,1	1,40E-14	210,3	0,9
		2011-02F	2,76	22,18390	0,01081	0,00000	0,00013	22,14573	99,8	3,18E-14	214,1	0,8
CM-63	Moscovita	2014-01A	0,20	26,29568	0,01139	0,00000	0,00006	26,27718	96,9	1,62E-14	251,4	0,9
		2014-01B	0,32	37,64972	0,01131	0,00240	0,00016	37,60127	99,9	3,51E-14	349,8	1,5
		2014-01C	0,45	44,64633	0,01222	0,02258	0,00030	44,55980	99,8	6,44E-14	407,7	1,5
		2014-01D	0,60	46,51486	0,01081	0,05524	0,00014	46,47859	99,9	5,38E-14	423,4	1,2
		2014-01E	0,72	46,65911	0,01085	0,00000	-0,00024	46,72825	100,2	8,78E-15	425,4	2,9
		2014-01F	0,85	45,61105	0,01235	0,43018	0,00158	45,18972	99,0	4,95E-15	412,9	5,5
		2014-01G	2,99	47,07476	0,01211	0,00000	0,00032	46,87829	99,8	3,74E-14	427,4	1,2
		2014-02A	-	8,77705	-0,13085	0,00000	0,02095	2,55759	-	-	-	-
		2014-02B	0,30	28,06085	0,01122	0,05586	0,00061	28,68664	99,4	3,97E-14	272,8	0,9
		2014-02C	0,40	42,56011	0,01193	0,04589	0,00026	42,48735	99,8	5,97E-14	390,7	1,2
		2014-02D	0,52	44,57246	0,01127	0,08584	0,00064	44,39149	99,6	3,85E-14	406,4	1,1
		2014-02E	0,60	45,86212	0,00884	0,32757	-0,00222	46,35212	101,5	6,89E-15	422,4	4,4
		2014-02F	0,95	46,03130	0,01038	0,30795	-0,00040	46,18179	100,3	1,55E-14	421,0	1,8
2014-02G	2,99	46,44681	0,01131	0,23006	0,00012	46,43812	100,0	3,04E-14	423,1	1,3		
CM-35	Moscovita	2020-01A	-	56,00703	0,06662	4,22862	0,09160	29,35480	-	-	-	-
		2020-01B	-	4,33285	-0,15172	644,5428	1,13615	-491,145	-	-	-	-
		2020-01C	0,50	38,83043	0,02523	0,00000	0,03751	27,74803	71,5	1,06E-15	284,5	6,9
		2020-01D	0,65	33,84629	0,01348	0,00000	0,01810	28,49579	84,2	2,44E-15	271,1	5,3
		2020-01E+	0,85	31,96461	0,01334	0,16325	0,00595	30,22236	94,5	2,55E-14	286,3	0,8
		2020-01F	1,04	30,80719	0,01043	0,05549	0,00083	30,62656	99,4	6,40E-14	289,9	1,2
		2020-01G	1,33	30,68910	0,01145	0,01992	0,00025	30,61512	99,8	1,83E-13	289,8	0,7
		2020-01H	1,49	30,69723	0,01156	0,00000	0,00039	30,58146	99,6	1,64E-13	289,5	2,5
		2020-01I	2,84	30,45945	0,01176	0,00850	0,00004	30,44737	100,0	8,76E-14	288,3	1,4
		2020-02A	0,60	29,31487	0,01153	0,00000	0,00343	28,30098	96,5	2,16E-14	269,4	1,3
		2020-02B	-	73,15633	0,24263	528,6761	0,58025	-88,242	-	-	-	-
		2020-02C	1,14	30,45248	0,01018	0,00000	0,00024	30,38077	99,8	1,02E-13	287,7	0,9
		2020-02D	1,29	30,62133	0,01068	0,00000	0,00008	30,59731	99,9	1,38E-13	289,6	1,8
2020-02E	1,39	30,11726	0,01236	0,00000	0,00005	30,10322	100,0	9,89E-14	285,3	1,0		
2020-02F	1,49	28,39117	0,01166	0,00000	0,00030	28,30203	99,7	5,09E-14	269,4	0,8		
2020-02G	1,79	28,39554	0,01057	0,00000	0,00022	28,29071	99,8	5,56E-14	269,3	0,9		
2020-02H	2,99	29,51017	0,01086	0,00000	0,00042	29,38531	99,6	5,48E-14	279,0	0,9		
CM-77	Moscovita	2021-01A	0,20	16,10999	0,01235	0,00000	0,00189	15,55018	96,5	4,52E-15	153,0	1,0
		2021-01B	0,32	33,35054	0,01140	0,03689	0,00059	33,17808	99,5	2,54E-14	312,0	1,0
		2021-01C	0,45	39,55144	0,01002	0,03445	0,00025	39,26008	99,8	5,32E-14	364,0	1,2
		2021-01D	0,60	38,22702	0,01062	0,07489	0,00017	38,16365	99,9	4,19E-14	364,7	1,2
		2021-01E	0,80	40,38879	0,00885	0,45536	0,00106	40,12106	99,3	1,11E-14	371,0	2,2
		2021-01F	2,95	42,81131	0,01122	0,02824	0,00028	42,73015	99,8	4,33E-14	392,7	1,4
		2021-02A	0,52	36,20302	0,01031	0,00000	0,00064	36,01412	99,5	7,68E-14	336,4	1,4
		2021-02B	0,35	36,17187	0,01058	0,13392	-0,00101	36,52147	100,9	5,04E-15	340,7	2,8
		2021-02C	0,45	35,77444	0,00996	0,10625	0,00038	35,67162	99,7	1,18E-14	333,4	1,6
		2021-02D	-	33,38768	0,04506	41,71784	-0,00709	39,81608	-	-	-	-
		2021-02E	0,89	41,09953	0,01213	0,00000	0,00023	41,03013	99,8	3,66E-14	378,6	1,3
		2021-02F	2,74	42,34275	0,01160	0,00000	0,00042	42,21768	99,7	5,38E-14	398,5	1,8
		CM-85	Moscovita	2025-01A+	0,20	13,83393	0,01081	0,00000	0,00164	13,34723	96,5	2,02E-15
2025-01B	0,32			15,08091	0,01018	0,07930	0,00063	14,90067	98,8	6,62E-15	146,8	0,7
2025-01C	0,45			18,71672	0,01164	0,04099	0,00032	18,62656	99,5	2,67E-14	181,8	0,6
2025-01D	0,60			17,37351	0,01131	0,04777	0,00022	17,31121	99,6	1,97E-14	169,5	0,8
2025-01E	0,80			19,63866	0,01058	0,00000	0,00027	19,55950	99,6	9,95E-15	190,4	0,7
2025-01F	2,69			20,81969	0,01082	0,24369	0,00025	20,76831	99,7	1,24E-14	201,5	0,7
2025-02A	0,25			16,13879	0,00913	0,01703	0,00193	15,56827	96,5	4,48E-15	153,1	1,5
2025-02B	0,35			19,95583	0,01095	0,01235	0,00008	19,93891	99,9	1,86E-14	193,9	0,7
2025-02C	0,45			17,86853	0,01019	0,03260	0,00000	17,87162	100,0	1,62E-14	174,7	0,7
2025-02D	0,60			17,86508	0,01072	0,00951	0,00028	17,78324	98,5	1,51E-14	173,9	0,9
2025-02E	0,80			19,68663	0,01109	0,06081	0,00033	19,59604	98,5	1,08E-14	180,7	0,8
2025-02F	2,69			21,21644	0,01081	0,10383	0,00031	21,13381	99,6	1,28E-14	204,9	0,9
CM-27	Moscovita			2026-01A	0,20	16,37830	0,01125	0,54261	0,00097	16,13598	98,5	3,05E-15
		2026-01B	0,32	33,07266	0,01037	0,09768	0,00085	32,83051	99,3	9,98E-15	309,0	1,6
		2026-01C	0,45	42,51470	0,01068	0,18560	0,00081	42,35316	99,6	1,81E-14	389,6	1,4
		2026-01D	0,60	44,40106	0,01178	0,00000	-0,00020	44,45904	100,1	1,82E-14	408,9	1,8
		2026-01E	-	22,78501	0,04424	0,00000	-0,12492	59,70804	-	-	-	-
		2026-01F	2,99	47,52319	0,01100	0,00000	0,00026	47,44586	99,8	2,42E-14	431,2	1,6
		2026-02A	-	6,88057	0,82466	93,55485	0,46834	-	-	-	-	-
		2026-02B+	0,35	25,27851	0,01303	0,06952	0,00012	25,24842	99,9	2,63E-14	242,2	1,0
		2026-02C	0,45	39,08928	0,01159	0,00000	0,00011	39,05732	99,9	2,52E-14	362,1	1,1
		2026-02D	-	45,72009	0,17281	0,00000	-0,14467	88,50575	-	-	-	-
		2026-02E	0,80	45,75088	0,01053	0,00000	0,00005	45,73876	100,0	6,22E-14	417,3	1,3
		2026-02F	2,99	49,75958	0,01187	0,00000	0,00010	49,72859	99,9	2,99E-14	449,6	1,7
		CM-72	Moscovita	2028-01A	-	21,09564	-0,14723	169,0128	-0,09141	66,66845	-	-
2028-01B	-			8,48035	-0,01139	0,00000	-0,00350	9,50952	-	-	-	-
2028-01C	0,45			26,53145	0,01040	0,00000	0,00025	26,45598	99,7	5,63E-14	253,0	0,8
2028-01D	0,60			34,56792	0,01081	0,02059	0,00003	34,56104	100,0	6,06E-14	323,9	1,3
2028-01E	-			31,35893	0,01748	0,00000	-0,13866	71,80754	-	-	-	-
2028-01F	2,99			38,44807	0,01065	0,00000	-0,00007	38,46777	100,1	5,14E-14	357,1	1,1
2028-02A	0,20			13,23609	0,01128	0,03538	0,00129	12,85629	97,1	4,10E-15	127,4	0,9
2028-02B	0,35			28,27982	0,01069	0,04030	0,00023	29,21370	99,8	4,17E-14	277,5	1,1
2028-02C	0,45			32,53736	0,01116	0,01072	0,00017	32,48734	99,8	4,69E-14	306,0	0,9
2028-02D	0,55			32,77986	0,01132	0,00000	0,00005	32,76589	100,0	3,58E-14	308,5	1,0
2028-02E	0,80			35,97423	0,01031	0,04369	-0,00007	35,99982	100,1	1,48E-14	336,2	1,8
2028-02F	2,99			39,80561	0,01077	0,01171	-0,00020	39,86427	100,1	3,89E-14	368,9	1,2

LEGENDA

- Cenozóico (CE)
- Mesozóico - Sedimentar (MS)
- Grupo Mitu - Permiano (GM)
- Migmatitos e Granitoides indiferenciados (GI)
- Granitoides - Paleozóicos (GP)
- Grupo Ambo - Carbonífero (GA)
- Formação Contaya - Ordoviciano (FC)
- Xistos de La Unión - Metassedimentares de baixo grau (CMB)

- Xistos de La Unión - Metavulcano - Sedimentar (CMV)
- Xistos de La Unión (CML)
- Xistos de Huánuco (CMH)
- Complexo Marañon - Rochas Ultrabásicas (CMU)
- Gnaiss e milonito de Huánuco (GH)
- Amostras com análises Termobarométricas
- Amostras Complexo Marañon
- Amostras Grupo Ambo

MAPA 1. Geologia e distribuição das amostras com análises Petrologicas.

LEGENDA

- Cenozóico (CE)
- Mesozóico - Sedimentar (MS)
- Grupo Mitu - Permiano (GM)
- Migmatitos e Granitóides indiferenciados (GI)
- Granitóides - Paleozóicos (GP)
- Grupo Ambo - Carbonífero (GA)
- Formação Contaya - Ordoviciano (FC)
- Xistos de La Unión - Metassedimentares de baixo grau (CMB)
- Xistos de La Unión - Metavulcano - Sedimentar (CMV)
- Xistos de La Unión (CML)
- Xistos de Huánuco (CMH)
- Complexo Marañon - Rochas Ultrabásicas (CMU)
- Gnaiss e milonito de Huánuco (GH)

- AMOSTRAS ANALISADAS
- Complexo Marañon
 - Rochas sedimentares do grupo Ambo
 - Granitóides do Complexo Marañon

MAPA 2. Geologia e distribuição das amostras com resultados Geoquímicos.

LEGENDA

- Cenozóico (CE)
- Mesozóico - Sedimentar (MS)
- Grupo Mitu - Permiano (GM)
- Migmatitos e Granitóides indiferenciados (GI)
- Granitóides - Paleozóicos (GP)
- Grupo Ambo - Carbonífero (GA)

AMOSTRAS ANALISADAS

- Sm-Nd (rocha total)
- Ar-Ar
- K-Ar
- U/Pb em zircão
- ▲ Rb-Sr
- M= Moscovita
- B= Biotita
- RT= rocha total
- A= Anfibólio
- SH= SHRIMP
- LA= LA-ICPMS
- TI= TIMS
- M= Moscovita
- RT= Rocha total

MAPA 3. Geologia e distribuição das amostras com resultados Geocronológicos.