UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Proveniência sedimentar das areias holocênicas do rio
Madeira, Amazonas, Brasil.**

Mirian Rosseto

Orientadora: Prof^a Dra. Ana Maria Góes

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2013

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

Proveniência sedimentar das areias holocênicas do rio Madeira,
Amazonas, Brasil.

Dissertação de Mestrado

Aluna: Mirian Rosseto
Orientadora: Ana Maria Góes

São Paulo
2013

Versão Corrigida

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Rosseto, Mirian

Proveniência sedimentar das areias holocênicas
do Rio Madeira, Amazonas, Brasil / Mirian Rosseto.

- São Paulo, 2013

71 p.: il + mapas

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Góes, Ana Maria

1. Rio Madeira 2. Minerais pesados 3.
Andaluzita I. Título

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família pelo apoio e amor, meus queridos e amados pais que não mediram e nem medem esforços para que eu consiga novas conquistas todos os dias. A minha querida orientadora Ana Maria Góes, cuja paciência foi de grande importância para que eu conseguisse concluir mais esta etapa de minha vida.

Aos colegas dos laboratórios de sedimentologia e petrologia sedimentar: Jordana Zampelli, Carolina Marchesi Xavier, Caio César de Alencar Jara e Elaine Aparecida da Silva Sinfônio, que me ajudaram muito em todas as etapas de laboratório e também fora destes, especialmente a Jordana que me ajudou com os dados de granulometria. Agradeço fortemente ao André Zular, Sidney Goveia (LIG) e Vinícius Zacatei dos Santos Teixeira, pela ajuda com os mapas e geo-referenciamento das imagens.

Agradeço a todos que colaboraram direta e indiretamente com informações sobre os dados. À Profa. Dilce de Fátima Rossetti e ao Prof. Jackson Douglas Paes, que foram tão atenciosos quando precisei da ajuda deles.

Agradeço à Capes, pela bolsa de estudos sem a qual eu não teria conseguido realizar este trabalho e pelo financiamento dos projetos “Subsídios para o planejamento de áreas protegidas nas várzeas do rio Madeira” e “Paleoambiente e paleoclima do Quaternário, Amazônia Ocidental: implicações no entendimento da gênese de manchas de savana” que coletaram as amostras usadas nesta dissertação.

Por fim, agradeço a Deus por ter me dado forças para superar todas as dificuldades e concluir este mestrado.

RESUMO

O rio Madeira é um dos principais afluentes da margem direita do rio Amazonas, porém este rio é ainda pouco estudado no âmbito de sua proveniência sedimentar. Deste modo este trabalho busca sugerir as rochas fontes dos sedimentos das areias holocênicas que compõem as barras fluviais ativas do baixo curso do rio Madeira, desde as proximidades da cidade de Porto Velho, próximo a divisa do estado de Rondônia e Amazonas, até sua jusante no rio Amazonas. Para tal, foram realizadas as análises granulométrica, mineralogias essencial e de minerais pesados, tipologias de zircão, andaluzita e quartzo e índice rutilo-zircão. As areias do rio Madeira possuem granulometria nas frações areia fina e média, sendo a fina pobremente selecionada e a média bem selecionada, com a granulação média ocorrendo entre os afluentes Ji-Paraná, Manicoré e Aripuanã. A análise de minerais pesados transparentes não micáceos demonstra uma assembleia mineralógica principal composta de andaluzita, zircão, hornblenda, estauroлита, epídoto, turmalina, rutilo e granada. Com menor frequência ocorrem clinopiroxênios (principalmente augita), ferrisilita, titanita, gedreita-antofilita e sillimanita, além de dumortierita, cassiterita, topázio, espinélio e monazita como traço, sendo os três primeiros os mais abundantes. O anfibólio mais comum é a hornblenda, sugestiva de fontes ígneas e cujas maiores ocorrências começam após a entrada do rio Ji-Paraná no Madeira, o que assinala nova contribuição de fontes mais máficas a aquelas vindas de montante junto aos minerais ferricilita e augita, que denotam fontes de rochas vulcânicas e que podem se tratar de remanescentes vindos da cordilheira andina. Esta nova injeção de anfibólios pode estar associada à Suíte Intrusiva Serra da Providência e Complexo Jamari. A andaluzita é predominante ao longo do rio com 100% de frequência de ocorrência e valores médios de 52% em areia fina e 22% em areia muito fina, com prevalência de grãos límpidos (metamorfismo regional e/ou hidrotermal) e indício de fontes no Cráton Amazônico para quiastolíticas (metamorfismo de contato) após a entrada do afluente Manicoré. Nesta mesma região grãos euédricos a subédricos de andaluzita, soma 93% em areia fina, o que revela proximidade de sua fonte. Os dados obtidos neste trabalho mostram que este mineral esta constantemente sendo introduzido na carga sedimentar fluvial do rio Madeira, porém a referencia deste mineral nas rochas do sudeste do Cráton Amazônico, da Cordilheira Central e da bacia antepaís andina são escassos, o que dificulta a determinação da origem deste mineral.. A tipologia de zircão mostrou grande quantidade de grãos euédricos e grãos angulosos, com pequeno predomínio de grãos arredondados, que correspondem a mais de

50%. Estes dados mostram contribuição de rochas sedimentares e metassedimentares, como a Formação Içá e o Grupo Alto Tapajós, além de reforçar a contribuição ígnea, como as rochas que ocorrem à montante do Madeira e ao longo de seus afluentes nos estados de Rondônia e Amazonas. Os valores obtidos no RZi não demonstram mudanças fortes de fontes de sedimentos. As fontes sugeridas ganham reforço na identificação de fragmentos de rochas como granitóides, micaxistos, quartzitos e arenitos, que indicam diretamente a rocha de origem e mostram que as fontes do rio Madeira são poligenéticas. A quantificação dos grãos de quartzo (Q), feldspato (F) e fragmentos de rocha (L), demonstram que as areias deste rio são arcóseos, com forte contribuição de fontes ígneas e meta-ígneas. O resultado deste trabalho demonstra que a assembleia de minerais pesados do rio Madeira diferencia-se das comumente descritas para o sistema Solimões-Amazonas, sendo marcado pela presença abundante da andaluzita e este mineral é um indicador da contribuição do Madeira na carga sedimentar do rio Amazonas. A proveniência dessas areias holocênicas está relacionada não apenas aos sedimentos vindos dos Andes e bacias de antepais, como também aos detritos trazidos por seus tributários rios Ji-paraná, Manicoré e Aripuanã que predominam na margem direita no baixo curso deste rio, e que drenam rochas do Cráton Amazônico e da cobertura sedimentar cenozóica que as recobrem.

Palavras-chaves: Minerais pesados, rio Madeira, Proveniência, Andaluzita.

ABSTRACT

The Madeira River is a major tributary of the Amazon River on the right bank, however its sediment provenance is still little studied. Therefore, this paper aims to suggest the source rocks of the Holocene sands that make up the active bars of the lower Madeira River, from near the city of Porto Velho, located close to the border of the states of Rondônia and Amazonas, to the Madeira River downstream, in the Amazon River. To this end, we conducted grain size analysis, major and accessory mineral analysis, varietal study of zircon, andalusite and quartz, and determined the Rutile-Zircon index (RZi). The sands of the Madeira River are fine- to medium-grained. The fine-grained sand is poorly sorted, whereas the medium-grained sand is well sorted and occurs among the Ji-Paraná, Manicoré and Aripuanã affluents. Analysis of non-micaceous transparent heavy minerals shows an mineral assemblage consisting mainly of andalusite, zircon, calcic amphiboles (mostly hornblende), staurolite, epidote, tourmaline, rutile and garnet. Clinopyroxenes (mostly augite), ferrosilite, titanite, gedrite-anthophyllite and sillimanite are less common, with trace amounts of dumortierite, cassiterite, topaz, spinel and monazite, the first three being the most abundant. The most common amphibole is hornblende, which is indicative of igneous origin. Large amounts of hornblende occur after the Ji-Paraná River flows into the Madeira River, indicating the new contribution of mafic rocks to the contribution coming from upstream, with minerals of ferrosilite and augite which may be indicates new contribution of mafic sources to those coming from the Andes. This new injection of Amphibole may be associated with the Serra da Providência Intrusive Suite and the Jamari Complex. Andalusite predominates along the whole Madeira River, and the average percentages of this mineral are 52% and 22% in fine-grained and very fine-grained sand, respectively, with prevalence of clear grains of andalusite (regional and/or hydrothermal metamorphism), and indication of sources in Amazon Craton to chialite (contact metamorphism) after entry of the affluente Manicoré river. In this region, grains of andalusite sum 93% in fine-grained sand, which indicates proximity to the source. The data shows that this mineral is constantly being introduced in the fluvial sediment load of the Madeira River, but the reference of the andalusite in the rocks of southeastern Amazon Craton, the Central Cordillera and foreland basin of Andean are scarce. This fact difficult to determine the origin of this mineral. Zircon varietal study shows large amounts of euhedral and angular grains, with a slight predominance of rounded grains, which account for over 50% of the grains. This data shows the contribution of sedimentary and

metasedimentary rocks, such as the Içá Formation and the Alto Tapajós Group, and enhances the contribution of igneous rocks, such as the rocks present along the Madeira River in the Rondônia State and the rocks carried by its tributaries. RZi index shows no considerable changes in sediment sources. The sources suggested here are reinforced by the identification of fragments of rocks, such as granitoids, mica-schists, quartzites and sandstones, which directly indicate the source rocks and show that the source rocks of the Madeira River are not limited to a single rock. The quantification of quartz (Q) and feldspar (F) grains, and rock fragments (L) shows that the sands of this river are arcosean sands with a strong contribution from igneous and meta-igneous sources. The results of this study show that the heavy minerals assemblage of the Madeira River differs from those described for the Solimões-Amazon system, marked by minerals of andalusite as an indicator of the contribution of the Madeira River to the sediment load of the Amazon River. The sources of these Holocene sands is not associated only with the sediments coming from the Andes and foreland basin, as well as the debris carried by its major tributaries (Ji-Paraná, Manicoré and Aripuanã Rivers), which are more numerous on the right bank of the Madeira River and drain parts of the Amazon Craton and the Cenozoic sedimentary cover.

Keywords: Heavy minerals, Madeira River, Provenance, Andalusite.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
3. ASPECTOS GERAIS.....	5
3.1. Características hidrológicas e climáticas.....	5
3.2. Padrões e controle estrutural das drenagens	6
3.3. Contexto geológico.....	9
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
4.1. Aspectos Gerais da Análise Mineralógica.....	15
4.1.1. Minerais Pesados.....	16
4.1.2. Minerais Essenciais.....	19
5. MÉTODOS.....	21
5.1. Análise granulométrica.....	22
5.2. Análise de minerais pesados	23
5.3.1. Tipologia de zircão.....	24
5.3.2. Tipologia de andaluzita	25
5.3. Análise de minerais leves	26
6. RESULTADOS.....	28
6.1. Minerais pesados.....	28
6.1.1. Índice Rutilo-Zircão.....	40
6.1.2. Análise de Tipologia de zircão.....	42
6.1.3. Análise de tipologia de andaluzita	44
6.2. Análise Granulométrica.....	47
6.3. Mineralogia essencial das areias	53
6.4. Análise quantitativa de tipos de quartzo e qualitativa de fragmentos de rocha 55	
6.4.1. Tipologia de quartzo.....	55
6.4.2. Fragmentos de rocha	58
7. DISCUSSÕES	59
8. CONCLUSÕES.....	64
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização do rio Madeira desde sua nascente (rios Beni, Mamoré e Madre de Dios) na Bolívia e Peru até sua foz no rio Amazonas. Notar a forte assimetria dos seus afluentes e a planície de inundação deslocada para margem direita do Madeira. (http://www2.demis.nl/mapserver/mapper.asp , acesso em 15/11/2012).....	2
Figura 2: Imagem de satélite com a localização dos pontos amostrados ao longo do baixo Madeira. Imagem Landsat, US Dept of State Geographer - Google Earth, 2013. Acesso em: 03/06/2013.....	4
Figura 3: Mapa morfoestrutural do rio Madeira localizando os três domínios de Quadros <i>et al.</i> (1996), modificado por Souza Filho <i>et al.</i> (1999).	7
Figura 4: Mapa hidro-geológico regional e localização da área de estudo e das amostras coletadas. SIG 2004.	13
Figura 5: Diagrama dos tipos de proveniência tectônica de Dickson (1985).....	21
Figura 6: Categorias de zircão com base na cor, forma e grau de arredondamento. As fotomicrografias referem-se ao mineral presente nas barras do rio Madeira.	25
Figura 7: Categorias criadas para a andaluzita com base na forma, grau de arredondamento e presença ou não inclusões carbonosas. As fotomicrografias referem-se à andaluzita das barras do rio Madeira.	26
Figura 8: Categorias criadas para definição da tipologia de quartzo. As fotomicrografias referem-se a este mineral das barras do rio Madeira.....	27
Figura 9: I) Gráfico com a frequência percentual de andaluzita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) <i>a)</i> andaluzita prismática, alongada, com forte coloração rósea, <i>b)</i> grão de andaluzita fraturado, irregular, <i>c)</i> grão de andaluzita subanguloso-subarredondado, <i>d)</i> grão de andaluzita com inclusão carbonosa com aspecto superficial sujo, <i>e)</i> grão com inclusão carbonosa, irregular, <i>f)</i> andaluzita quiastolítica em prisma alongado em corte paralelo ao eixo <i>c</i> , em <i>g)</i> grão quebrado de quiastolita mostrando inclusões em forma de X característica desta variedade, e <i>h)</i> quiastolita com forma prismática em corte basal. Fotomicrografias com nicóis descruzados.....	30
Figura 10: I) Gráfico com a frequência de zircão ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) <i>a)</i> e <i>e)</i> grãos euedrais de zircão com bipirâmides perfeitas e faces bem definidas; <i>b)</i> e <i>f)</i> grãos subeuedrais com extremidades quebradas irregularmente (notar fratura concêntrica em uma das extremidades na foto <i>b)</i>); <i>c)</i> grão subarredondado; <i>g)</i> grão muito anguloso; <i>d)</i> grão alongado bem arredondado e; <i>h)</i> grão de zircão roxo muito arredondado. Fotomicrografias com nicóis descruzados.	31
Figura 11: I) Gráfico com a frequência de turmalina ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) grãos prismáticos de turmalina com cores rosa, verde e azul (em <i>a</i> , <i>b</i> , <i>c</i> e <i>d</i>), euedrais, alongados e curto (em <i>d</i>), grão arredondado de turmalina avermelha (em <i>e</i>), grãos de turmalina azul arroxeada e vermelha, subarredondado-subanguloso (em <i>f</i> e <i>g</i>) e grão prismático anguloso de turmalina em <i>h</i>). Fotomicrografias com nicóis descruzados.	32

Figura 12: I) Gráfico com a frequência de estaurolita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a*) grão de estaurolita com relevo alto, não pleocróico, anguloso, *b*) grãos anguloso, pouco pleocróico límpido, *c*) grão prismático alongado, com pleocroísmo amarelo – caramelo característico deste mineral, e *d*) grão muito anguloso, alongado e pleocróico com aspecto superficial rugoso, finamente botroidal decorrente de dissolução. Fotomicrografias com nicóis descruzados.33

Figura 13: I) Gráfico com a frequência de anfibólios cálcicos ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *b*) grãos de hornblenda verde oliva e verde bandeira, pleocróicos, sendo o primeiro prismático com bordas serrilhadas decorrentes da clivagem, e o segundo angulosos, com traços de faces e clivagem, e *c* e *d*) grãos de hornblenda marrom, com clivagem onde no primeiro grão é possível observar clivagem. Fotomicrografias com nicóis descruzados.34

Figura 14: I) Gráfico com a frequência de epídoto ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) Grãos de epídoto sendo em *a*) grão de cor verde pistache, fortemente pleocróico, prismático anguloso, com clivagem e superfície com escamas de alteração, *b*) grão com alto relevo e cor verde amarelado, fortemente pleocróico, muito anguloso, *c*) grão angulosos, verde amarelado claro, pleocróico, com bordas serrilhadas, e *d*) grão anguloso, amarelo claro, pouco pleocróico. Fotomicrografias com nicóis descruzados. .35

Figura 15: I) Gráfico com a frequência de granada ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *c*) grãos angulosos de granada rosa e incolor, *b*) grão arredondado de granada incolor, e *c*) grão eudral de granada vermelha. Fotomicrografias com nicóis descruzados.36

Figura 16: I) Gráfico com a frequência de clinopiroxênios ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *d*) grãos de augita verde, sendo o primeiro com cor pálida e anguloso com traços de clivagem e o segundo prismático, *b*) grão de augita rosa, anguloso, alongado segundo clivagem, e *c*) grão de diopsídio rosado em prisma curto. Fotomicrografia em nicóis descruzados.36

Figura 17: I) Gráfico com a frequência de rutilo ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) grãos de rutilo com cor variando de amarelo escuro a marrom escuro e brilho metálico, sendo *a*, *c*, *f* e *g*) grãos geminados, *b* e *d*) grãos arredondados, *e*) grão prismático, alongado com bordas arredondadas, e *h*) grão muito anguloso, semelhante a um caco. Fotomicrografias com nicóis descruzados.37

Figura 18: I) Gráfico com a frequência de ortopiroxênios ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *c*) grãos de ferrocilita prismáticos, pleocróicos com cor verde a rosado, *b*) grão anguloso, com pleocroísmo característico, e *d*) grão subarredondado, alongado. Todos os grãos são marcados por clivagem. Fotomicrografias com nicóis descruzados.38

Figura 19: I) Gráfico com a frequência de titanita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) A titatina apresenta cor amarelo e brilho adamantino (*a* e *b*), em *c*) é possível observar as faces de uma pirâmide, e em *d*) o grão é incolor e anguloso. Fotomicrografias com nicóis descruzados.39

Figura 20: Os minerais da série antofilita-gedreita possuem cor entre marrom rosado (ou pardo) a incolores (<i>a</i> e <i>b</i>). São fibrosos (<i>c</i>), sendo que estas são seguem um padrão e em geral alongados (<i>d</i>). Fotomicrografia em nicóis descruzados.....	39
Figura 21: Gráfico com a variação do índice ZR ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita.....	40
Figura 22: I) Frequência relativa dos tipos de zircão ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de zircão. Z = zircão, a = incolores, b = roxos e róseos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado..	43
Figura 23: I) Frequência relativa dos tipos de andaluzita ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de andaluzita. A = andaluzita, a = límpidas, b = quiastolíticas 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso e anguloso, 3 = subanguloso e subarredondado.....	46
Figura 24: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 03 e B amostra RM 02.	48
Figura 25: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 01, B amostra RM 05 e C amostra RM 04.	49
Figura 26: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 06 e em B amostra RM 07.	50
Figura 27: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 08 e em B amostra RM 09.	51
Figura 28: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 10, B amostra RM 11 e C amostra RM 12.	52
Figura 29: Composição mineralógica das areias das barras ativas do baixo rio Madeira, segundo diagrama de Folk (1968).	54
Figura 30: Diagrama triangular dos dados de mineralogia essencial das areias do baixo rio Madeira de acordo com a proveniência tectônica. Baseado em Dickson (1985).	54
Figura 31: I) Frequência relativa dos tipos de quartzo ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de quartzo. Q = quartzo, a = monocristalinos, b = policristalinos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado.	57
Figura 32: Fragmentos de rocha encontrados nas areias das barras recentes do rio Madeira. a) grão de feldspato agregado em nicóis descruzado, b) cristais agregados de pelito em nicóis cruzado, c) fragmento contendo feldspato e epidoto, em nicóis descruzado d) quartzo com andaluzita, em nicóis cruzado e) fragmento arredondado de grãos de quartzo arredondados em nicóis descruzado, f) grão de quartzo policristalino em nicóis descruzados, g) cristal de feldspato, h), quartzo envolto por mica em estrutura metamórfica em nicois descruzados.	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Valores dos parâmetros mineralógicos utilizados na interpretação de arenitos derivados de rochas vulcânicas, plutônicas e tectônicas e faixas orogênicas (Adaptado de Dickson, 1970).	20
Tabela 02: Frequência percentual entre os minerais pesados transparentes não micáceos das barras fluviais recentes do rio Madeira.	29
Tabela 03: Índice RZi em sedimentos de barras recentes do rio Madeira.	41
Tabela 04: Frequência relativa em % dos tipos de grãos de zircão encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.	42
Tabela 05: Frequência relativa dos tipos de grãos de andaluzita encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.	45
Tabela 06: Valores estatísticos para a granulometria da fração areia das barras ativas do rio Madeira.	47
Tabela 07: Frequência relativa de fragmentos de rocha, quartzo e feldspato das areias das barras ativas do rio Madeira.	53
Tabela 08: Frequência relativa dos tipos de grãos de quartzo encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.	56

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Relação entre mineral e provável gênese (Mange e Maurer, 1992; Deer, Howie e Zussman, 1982 e Juliani, 2008).	61
--	----

1. INTRODUÇÃO

Os principais rios formadores da bacia hidrográfica amazônica nascem na cordilheira andina e deságuam no Oceano Atlântico. Esta bacia é uma das maiores do mundo, principalmente em relação a sua carga sedimentar, e é composta por alguns dos maiores rios (*Mega Rivers*) do mundo, que segundo Latrubesse (2008) são rios com descarga anual superiores a 17.000 m³/s. O rio Madeira faz parte desta bacia hidrográfica e é um dos mais importantes afluentes a desembocar na margem direita do rio Amazonas, percorrendo uma extensão de 1.050 km desde o estado de Rondônia até sua foz (Figura 1) (Souza Filho *et al.*, 1999; Latrubesse, 2008). O rio Madeira, nasce na cordilheira Andina (Figura 1), a partir da junção dos rios Madre de Dios no Peru e Mamoré e Beni em território boliviano (Souza Filho *et al.*, 1999; Adamy e Dantas, 2004). Este rio situa-se em posição de *back-arc* com relação à cordilheira andina e forma uma vasta planície aluvial que abrange a Amazônia boliviana e o vale do Guaporé (Adamy e Dantas, 2004).

O rio Madeira é ainda carente em estudos sobre a mineralogia e proveniência de seus sedimentos e este trabalho busca contribuir com estes dados para o melhor entendimento sobre origem e evolução dos grandes rios da Amazônia. São conhecidos na bibliografia estudos sobre sua geomorfologia, geoquímica e carga de fundo, como por exemplo, os trabalhos realizados por Lyons e Bird, 1995; Souza Filho *et al.*, 1999; Quadros *et al.*, 1996; Adamy e Dantas, 2004; Guyot, Jouanneau e Wasson, 1999; Latrubesse, 2008; Molinier *et al.*, 1997; Queiroz, Horbe e Moura, 2011; Villar *et al.*, 2013; entre outros autores.

O estudo das propriedades texturais e composicionais dos sedimentos das barras fluviais ativas do Madeira podem auxiliar no conhecimento da dinâmica de deposição dos sedimentos, como se pretende demonstrar neste trabalho com dados obtidos a partir da identificação e descrição da assembleia de minerais pesados e a análise das variações composicionais destes ao longo do rio, sugestivas de mudanças de áreas-fonte relacionadas à influência de seus tributários. Além disso, são realizadas análises adicionais, como o estudo de tipologia mineral e a análise de pares minerais como o índice rutilo-zircão (RZi), que auxiliam na percepção de mudanças de fonte e visam minimizar a ação dos agentes

controladores dos sedimentos, como transporte, deposição, intemperismo e diagênese. Propriedades como a granulação das areias é dada pela análise granulométrica. A abundância e granulação dos minerais pesados em sedimentos é função dos litotipos presentes, além do clima e tectônica. Estes dois últimos fatores também são diagnosticados através do estudo da mineralogia essencial das areias. Estes estudos ajudam a estabelecer áreas de contribuição sedimentar e o controle que os tributários exercem no rio Madeira e deste na carga sedimentar do rio Amazonas.

A coleta de amostras utilizadas nesta dissertação foi realizada pelos projetos “Subsídios para o planejamento de áreas protegidas nas várzeas do rio Madeira” (CNPq – 2010 - atual, processo #550331/2010-7, coordenado pela Dra. Ana Luisa Albernaz) e “Paleoambiente e paleoclima do Quaternário, Amazônia Ocidental: implicações no entendimento da gênese de manchas de savana” (CNPq – 2010 - 2012, coordenado pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti).

Figura 1: Localização do rio Madeira desde sua nascente (rios Beni, Mamoré e Madre de Dios) na Bolívia e Peru até sua foz no rio Amazonas. Notar a forte assimetria dos seus afluentes e a planície de inundação deslocada para margem direita do Madeira. (<http://www2.demis.nl/mapserver/mapper.asp>, acesso em 15/11/2012).

2. OBJETIVOS

Esta dissertação tem como objetivo a determinação da área de proveniência sedimentar das areias holocênicas das barras fluviais ativas do baixo e médio curso do rio Madeira. Para tanto, utilizou-se das análises de assembleias mineralógicas leves e pesadas em 12 amostras (RM) de areia coletadas ao longo do rio (Figura 2), desde as proximidades do rio Ji-Paraná ou Machado (RO), próximo ao limite entre os estados de Rondônia e Amazonas até sua desembocadura no rio Amazonas (AM). Para fins de comparação foram cedidas 7 amostras (MAO) na confluências dos rios Madeira e Amazonas pelo Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior, e 2 amostras localizados do rio Amazonas (PV) pela Prof^a. Dr. Ana Maria Góes.

A análise dos minerais essenciais consiste na caracterização do quartzo e feldspato, através da análise da tipologia do quartzo e de suas propriedades texturais, tais como o grau de arredondamento e esfericidade dos grãos. Outro componente menos frequente nas assembleias essenciais, porém de grande importância com vistas na proveniência sedimentar, são os fragmentos de rochas, encontradas nas frações maiores que 0,062 mm, e que permitem a inferência direta da rocha fonte dos sedimentos estudados.

Uma das técnicas mais importantes para a determinação da proveniência é a análise de minerais pesados. Diversos destes minerais podem representar parageneses restritas, o que lhes confere a característica de carregarem a assinatura da rocha mãe que os constituiu. Mesmo que esta assinatura esteja apagada pelos processos do ciclo sedimentar é possível minimizar os efeitos destes processos. Para tal fim, pode-se empregar o estudo de uma variedade mineral presente na assembleia de pesados, neste caso, tipologia de minerais como o zircão e outros, além de estudo dos índices de proveniência como o rutilo-zircão (RZi). A análise granulométrica realizada fornece dados importantes sobre a dimensão e a seleção dos grãos, sendo que o fator hidráulico é um dos processos controladores e pode ser fator norteador para a escolha da fração granulométrica utilizada nos estudos de minerais pesados.

Figura 2: Imagem de satélite com a localização dos pontos amostrados ao longo do baixo Madeira. Imagem Landsat, US Dept of State Geographer - Google Earth, 2013. Acesso em: 03/06/2013.

3. ASPECTOS GERAIS

3.1. Características hidrológicas e climáticas

O rio Madeira inicia seu curso com uma descarga média anual de cerca de 18.000 m³/s, passando a 25.500 m³/s próximo à cidade de Manicoré (AM) e terminando com uma descarga média anual de 31.200 m³/s no rio Amazonas, o que faz do Madeira um dos principais afluentes deste rio (Latrubesse, 2008; Martinez *et al.*, 2013).

A região amazônica recebe altos valores de energia solar, o que gera uma pequena variação na temperatura ao longo do ano, cerca de 1-2 °C, com temperaturas médias entre 24 e 26° C (Fisch, Morengo e Nobre, 1996). Nunes *et al.* (2002), com estudo realizado em Rondônia, indicam temperaturas mínima de 17,8°C e máxima 35°C, com médias entre 25,4°C, com variação entre 1,5 – 2,5°C.

Os sistemas de circulação atmosférica que influenciam o clima na bacia do rio Madeira são os mesmos que atuam na região amazônica. São sistemas de anticiclones vindos de leste e nordeste, alta radiação solar em baixas latitudes causando as “chuvas de verão”, a Zona de Convergência Intertropical vinda do norte e anticiclones vindos do sul, com frentes frias e massas de ar polar (Andrade, 2008; Nunes *et al.*, 2002; Andrade, Azevedo e Freitas, 2011; Fisch, Morengo e Nobre, 1996).

A região amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2.300 mm.ano e nas regiões próximas a Cordilheira dos Andes de 3.500 mm (Fisch, Marengo e Nobre, 1996). Este aumento de precipitação deve-se a umidade trazida pelos ventos alíseos de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Segundo Freitas *et al.* (2013) o regime de chuva da Amazônia apresenta máximas no verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e outono (março, abril e maio), e mínimas no inverno (junho, julho e agosto) e primavera (setembro, outubro e novembro).

Lyons e Bird (1995), com base em estudos geoquímicos realizados sazonalmente no rio Madeira, mostram que as mudanças climáticas sazonais têm grande efeito sobre as reações de intemperismo dentro do rio, com aumento na concentração de Ca²⁺ e HCO₃¹⁻ na cheia (abril) e de H₄SiO₄ na seca (outubro - novembro).

3.2. Padrões e controle estrutural das drenagens

A bacia de drenagem do Madeira tem forma acentuadamente assimétrica, uma vez que os afluentes da margem direita são mais abundantes e apresentam-se muito mais longos que os da margem esquerda (Teixeira e Maia, 2009). Esta assimetria entre as bacias e a alternância entre trechos meandantes e encachoeirados seguido por um padrão retilíneo do canal do rio Madeira sugere um controle neotectônico regional, conforme referenciado por Quadros *et al.* (1996) e Souza Filho *et al.* (1999).

De modo geral, a configuração da rede de drenagem afluente é a seguinte: 1) junto à seção Jirau – Abunã (Figura 3) é relativamente pouco extensa destacando-se, na margem direita, a bacia do rio Mutum-Paraná – Cotia e os igarapés do Jirau, do Cirilo e do Castanho; 2) na margem esquerda, observam-se apenas pequenos tributários tais como o rio São Lourenço, igarapé São Simão e o rio Autaz-Mirim; 3) na margem direita encontram-se os principais afluentes do rio Madeira sendo estes os rios Ji-Paraná ou Machado, Guaporé, Mamoré, Beni, Madre de Dios, Manicoré, Aripuanã e Canumã (Figura 2).

Para Adamy e Dantas (2004), com base em fotointerpretação de acervo fotográfico dos anos 70 e observações de campo entre Cachoeira do Jirau e Abunã (Ro), as margens deste rio vêm sofrendo uma dinâmica fluvial bastante intensa que é representada principalmente por trechos com recuos erosivos das margens, em decorrência do processo de migração do canal da esquerda para a direita. Em consonância, a análise qualitativa de imagens de Landsat 5-TM dos anos de 1987-1997-2007, confirma que a morfologia de seus canais fluviais é dinâmica em função dos mecanismos de erosão que alteram suas margens o que provoca alargamento dos seus canais (Teixeira e Maia, 2009). Estas autoras também descrevem áreas modificadas pela erosão lateral das margens do rio de aproximadamente 1,5 km de extensão, resultando tanto em ilhas acrescidas à planície de inundação como na erosão parcial ou total de ilhas pré-existentes.

As drenagens do rio Madeira são controladas por reativação tectônica cenozoica, principalmente relacionada com a orogênese andina. Quadros *et al.* (1996) definiram para a morfologia da porção à montante do rio Madeira três domínios:

Figura 3: Mapa morfoestrutural do rio Madeira localizando os três domínios de Quadros *et al.* (1996), modificado por Souza Filho *et al.* (1999).

- Domínio I - Este domínio pode ser dividido em dois setores: o primeiro setor estende-se desde a nascente do rio Guaporé até a cidade de Costa Marques (Figura 3), onde é possível observar meandros de pequena amplitude e extensa planície fluvial. O segundo setor compreende meandros de grande amplitude, limitados por escarpas margeadas por depósitos pantanosos. Estende-se desde a jusante da cidade de Costa Marques até as proximidades da cidade de Guarajá-Mirim. Neste domínio, é possível observar um controle estrutural dos meandros com orientação geral NW-SE, com captura de canais por dois altos estruturais principais (Costa Marques e Guarajá Mirim) com direção N-S (Souza Filho *et al.*, 1999). É representado por pântanos, planícies de inundação, canal fluvial meandrante, lagos e leques aluviais;
- Domínio II - Estende-se até as proximidades de cidade de Porto Velho e pode ser dividido em três setores: da cidade de Guarajá-Mirim até a cidade de Abunã (Figura 3), onde se

delimita o primeiro setor, o canal tem forte controle estrutural marcado por um lineamento N-S, mudando bruscamente para NE nas proximidades da cidade de Abunã (segundo setor), onde desenvolveu uma longa faixa de acumulação de sedimentos denominada Planície de Abunã. O terceiro setor, sinuoso e encachoeirado, situa-se entre a Planície de Abunã e a cidade de Porto Velho e é marcado por afluentes curtos na margem esquerda e longos na margem direita. Neste domínio, os esforços E-W gerados pela orogenia andina, instalaram um sistema de falhas inversas e transcorrentes, que geram encachoeiramento da rede de drenagem, associadas a uma longa faixa de acumulação de sedimentos (Souza Filho *et al.*, 1999); e

- Domínio III - Este domínio estende-se a partir da cidade de Porto Velho até a sua foz (Figura 3). É formado por meandros de grande amplitude com direção SW-NE e extensa planície fluvial. Meandros abandonados e meandros lagos são comuns nos terraços jovens, por outro lado, nos paleoterraços, é possível observar paleocanais com linhas de crescimento que se estendem por uma área de até 100 km na margem esquerda do rio Madeira enquanto que margem direita os paleocanais ocupam uma faixa de apenas 2 km. Estas características refletem o sentido geral de migração do rio em direção a leste, ocorrido devido ao soerguimento da cordilheira andina.

Souza Filho *et al.* (1999) apontam que a tectônica iniciado no Cenozoico é a responsável pelo controle morfoestrutural da rede de drenagens do rio Madeira, tendo sido implantada como resultante da colisão entre a placa sul-americana com a placa de Nazca, que deu origem a Orogenia Andina. Para Latrubesse (2008), grandes rios reúnem várias feições morfológicas distintas no mesmo canal e por isso não podem ser enquadrados nas morfologias estudadas para rios menores (por exemplo, canais retilíneos, meandantes, etc), pois apresentam um conjunto complexo de morfologias, que o caracterizam como *anabranching* (Latrubesse, Stevaux e Sinha, 2005). Para Latrubesse (2008), o Madeira apresenta alta descarga média anual, tem grande extensão de planície de inundação e está inserido dentre os nove maiores rios do mundo. Ainda segundo este autor, os *mega rivers*, em geral, são controlados pela tectônica, são longos, com extensa planície de inundação e alta descarga anual de sedimentos. Isto acontece no rio Madeira,

onde o controle tectônico é advogado como o responsável por seu modelamento atual (Quadros *et al.*, 1996; Souza Filho *et al.*, 1999).

Por outro lado, a morfologia dos canais pode ser influenciada fortemente pela velocidade do fluxo e a granulometria da carga transportada (Nicholas, 2013), ou através da vegetação e velocidade do fluxo (Tal e Paola, 2007). No rio Madeira, no primeiro caso, trabalhos que mostrem esta vinculação estão sendo feitos atualmente (Villar *et al.* 2013).

O rio Madeira apresenta grande quantidade de carga suspensa, o que é característico de rios tropicais cujas bacias estão situadas em altos relevos ou drenam cinturões orogênicos ativos. Ao contrário, rios que cortam áreas cratônicas ou plataformais com clima úmido, apresentam carga suspensa muito pequena, como por exemplo, o rio Negro (Latrubesse, Stevaux e Sinha, 2005). Filizola *et al.* (2009), em estudos na confluência entre os rios Negro e Solimões, demonstram que rios com características como do Negro são chamados de rios de águas pretas, enquanto aqueles com características como as do rio Solimões (similares às do Madeira) são rios de águas brancas.

Desta forma, o rio Madeira caracteriza-se como *anabanching*, de águas brancas que, no seu baixo curso, apresenta baixa sinuosidade, com regiões relativamente retilíneas e ramificações de baixa sinuosidade. As encostas do canal são baixas e a largura do rio é praticamente constante, com algumas ilhas e barras ao longo deste.

3.3. Contexto geológico

O rio Madeira e seus afluentes na área estudada drenam principalmente rochas ígneas e metamórficas do Cráton Amazônico e sedimentares das formações Içá, Alter do Chão, além de sedimentos inconsolidados dos depósitos aluvionares e terraços fluviais (Figura 4). O Cráton Amazônico é uma das maiores (5.600.000 km²) áreas pré-cambrianas do mundo, incluindo-se entre as principais unidades tectônicas da América do Sul. A área cratônica inclui partes do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia, e é limitada pelos cinturões orogênicos neoproterozoicos Tucavana na Bolívia, Araguaia-Cuiabá e Tocantins no Brasil (Tassinari *et al.*, 2000).

A montante do rio Madeira, na porção centro ocidental do estado de Rondônia, ocorre o Complexo Jamari, constituído predominantemente de rochas ortoderivadas tonalíticas, quartzodioríticas, graníticas, anfibolíticas e supracrustais subordinadas (Quadros e Palmeira, 2011b). A Suíte Intrusiva São Romão foi nomeada por Rizzotto *et al.* (2004) para caracterizar *stocks* e batólitos de monzogranitos finos, magnetita-microgranitos e granodioritos metamorfisados e deformados, com predomínio de gnaisses, que afloram nas cabeceiras do rio Marmelos e Aripuanã no Amazonas. Também ocorrem nesta região rochas vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas do Grupo Colíder (Frasca e Borges, 2004).

Na margem esquerda do rio Madeira, em Rondônia, afloram rochas de baixo grau metamórfico da Formação Mutum-Paraná (Lobato *et al.*, 1966), a qual é composta por uma unidade inferior de filitos, ardósias, metargilitos, metarenitos arcossianos, quartzitos, *metacherts* e metatufos e uma superior de quartzo-arenitos e metassiltitos. A sul de Rondônia, ocorre rochas paraderivadas da Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras, que consistem de gnaisses, granulitos, migmatitos pelíticos e calciossilicáticas (Quadros e Palmeira, 2011a).

A Suíte Intrusiva Serra da Providência (Rizzotto *et al.*, 1995) é descrita como um batólito semelhante aos granitos *rapakivi* e com assinatura geoquímica do tipo A, contendo monzogranitos e sienogranitos, que afloram no médio curso do rio Ji-Paraná. Esta suíte é intrudida por diversos corpos de diabásio e olivina diabásio, principalmente na região de Presidente Médici (AM). Payolla *et al.* (2002) propuseram o nome de Suíte Intrusiva Rio Crespo para gnaisses graníticos e granulitos que ocorrem a sul da cidade de Ariquemes (RO). A Suíte Intrusiva Santo Antônio aflora em forma de batólito descontínuo na margem direita do rio Madeira com três variedades de rochas graníticas que compreendem biotita monzogranito e sienogranito com esparsas texturas *rapakivi* e quartzo monzonito equigranular, associados a diques pegmatíticos e aplíticos, rochas híbridas e diques de diabásio (Payolla, 1994).

A Suíte Intrusiva Teotônio aflora em pontos ao longo da margem do rio Madeira e consiste de micriclinio granito de granulação média e grossa cortados por diques de dioritos e monzonitos, microclínio-quartzo sienitos e sienitos de granulação média a grossa (Payolla, 1994). Na margem esquerda do rio Madeira, na região de Mutum-Paraná (RO) rochas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (Bettencourt *et al.*, 1997) consistem de grande variedade de granitos do tipo *rapakivi*, equigranulares a porfiríticos, pórfiros subvulcânicos, além de aplitos e quartzo

sienitos. A intensa alteração hidrotermal gera mineralização de cassiterita, wolframita e veios de quartzo mineralizados.

A Formação Nova Floresta consiste em basaltos, diabásios, grabros, olivina gabros e gabros anortositos, sendo frequentes amígdalas preenchidas por epídoto (Romanini, 2000). Estas rochas afloram na região central de Rondônia e intercala-se com os arenitos da Formação Palmeiral. A Formação Palmeiral ocorre também na margem direita do rio Madeira aonde aflora ortoconglomerados, quartzo arenitos e arenitos arcosianos (Bahia, 1997).

Intrudidos nas rochas do Complexo Jamari e com ampla distribuição na região centro-norte do estado de Rondônia, ocorrem diversos corpos graníticos, ricos em minério de estanho, sendo eles: a Suíte Intrusiva Santa Clara (Quadros e Palmeiral, 2011c), na região entre Ariquemes, Cajubim e Machadinho d'Oeste, constituída de álcali-feldspato granito, hornblenda-biotita monzogranito, biotita-hornblenda sienogranito, biotita-quartzo monzogranito, albita granito e álcali-feldspato sienito. A Suíte Santa Bárbara com sienogranito e albita-micriclínio granito associados a veios de quartzo cassiterita, fengita e quartzo estéril (Sparrenberger *et al.*, 2002). O minério ocorre em corpos topázio-siderofilita-quartzo *greisen* e em veios de quartzo-cassiterita. O sistema vulcânico Bom Futuro consiste de diques de albita granito, riolito, traquito e corpos pegmatíticos, com cassiterita associada a veios de quartzo-cassiterita. O Sistema Plutônico Planqueta é um biotita granito intrudido por albita granito contendo zonas de *greisens* com cassiterita e wolframita (Souza e Botelho, 2009).

A Formação Alter do Chão (Cretáceo) aflora na porção leste do estado do Amazonas, e é composta de arenitos médios a grossos argilosos (cauliníticos) e conglomerados com seixos de argila e quartzo, localmente silicificados (Rozo *et al.*, 2005). A Formação Iça (Pleistoceno) aflora ao longo do rio Aripuanã e é formada por arenitos finos a conglomeráticos, com siltitos e argilitos de ambiente continental fluvial árido (Maia *et al.*, 1977). Esta formação recobre as rochas da Bacia do Alto Tapajós (Reis, 2006), que reúne arenitos, siltitos e calcários de idade paleozoica, que afloram nas proximidades do rio Aripuanã, sudeste do estado do Amazonas.

A Formação Rio Madeira (Pleistoceno) é constituída de argilas, areias finas parcialmente ferruginizadas, constituídos de argilas e cascalhos auríferos. A Formação Jaci-Paraná composta de sedimentos siltico-argilosos e argilosos, com intercalações de areias com níveis conglomeráticos, areias imaturas, ferruginosas capeada por crosta laterítica (Rizzoto *et al.*, 2005). As coberturas detrítico-laterítico cenozoicas ocorrem no estado de Rondônia, nas bordas do

rio Madeira e compreende crostas lateríticas ferruginosas e depósitos detríticos. Os terraços fluviais correspondendo a antigas planícies de inundação e canais fluviais semelhantes aos atuais depositadas no pleistoceno e são representados por sedimentos mal selecionados, compostos de cascalhos, areias, argilas e níveis de turfa, com potencial para ouro.

Figura 4: Mapa hidro-geológico regional e localização da área de estudo e das amostras coletadas. SIG 2004.

Depósitos aluvionares: areia, silte, argila e cascalho inconsolidado.	Depósitos na terraplenagem: areia, silte, argila e cascalho semi-consolidado.	Formação Igá: arenito, argilito, siltito e lutita.
Cobertura Detrito-laterítica: horizonte soprotilo, horizonte mosqueado e crosta laterítica.	Formação Aler do Chão: quartzo arenito arenito, arcosseno, arenito caulinitico e caulim.	Formação Nova Olinda: evaporito e calcário.
Formação Itaituba: calcário, dolomito, arenito, siltito e folhelho.	Formação Monte Alegre: arenito, siltito e folhelho.	Grupo Caruá - indiviso: diamante, arenito, arenito fino, siltito, siltito carbonoso com pirita, folhelho carbonoso e folhelho.
Grupo Benedito: ignimbrito, arenito arcosseno, quartzo-arenito, argilito, conglomerado, siltito arenoso.	Unidade U - Não definida: arcosseno, conglomerados, grauvaca e siltito.	Formação Navalha: arenito rosa co cimento calcítico, siltito calcífero cruza e areia calcária.
Formação São Benedito: siltitos e folhelhos com intercalações de quartzo-arenito fino e com fragmentos de carvão.	Formação Igarapé: xisto, quartzo-arenito fino a médio com marcas onduladas, greas de contração e variação cruzada.	Formação Capoeiras: quartzo-arenito fino localmente intercalado com siltito e argilito, com marcas onduladas e greas de contração.
Formação Bombarundo: arenitos feldspáticos micáceos, intercalações com argilito, siltitos, conglomerados e siltito com níveis carbonosos.	Suíte Intrusiva Rondônia: sienogranito, monzogranito, ortoclásio-sienito, microssienito, topázio-albita granito e topeziolito.	Formação Palmeira: arenito arcosseno, quartzo arenito, conglomerado oligomítico.
Alcalinas Guariba: sienito, quartzo sienito, aegirina-hastingsita sienito, nobuckita sienito e microssienito.	Aegirina Canama: sienito, microssienito, quartzo-sienito albitizado e aegirina-arfvedsonita granito.	Suíte Intrusiva Serra da Providência: granito rapakivi, canfihólio-biotita monzogranito, sienito biotita, gnaíse.
Suíte Intrusiva Malquinha: granito, ortoclásio-granito, sienogranito, monzogranito e granodiorito.	Diabásio Crepori: diabásio e gabbro.	Suíte Intrusiva Teles Pires: biotita monzogranito, sienogranito e ortoclásio granito, com tipos rapakivianos.
Grupo Colidut: lutito, riolito, basalto, andesito, tufos, brecha vulcânica e intercalações de epiclásticas.	Suíte Intrusiva São Romão: monzogranito, microgranito e granodiorito.	Suíte Intrusiva Malquinha: monzogranito e sienogranito.
Formação Açu: tufos feldsico, brecha vulcânica, ignimbrito, arenito e conglomerado vulcânico.	Formação Salustiano: riolito e dacito.	Formação Bom Jardim: andesito, andesito basáltico, brecha vulcânica e lutito.
Suíte Intrusiva Igarara: microgabro diabásio, hornblenda quartzo-gabbro, quartzo-gabbro, quartzo-monzodiorito granodiorito.	Suíte Intrusiva Tropas:	Suíte Intrusiva Parauari: granodiorito, monzogranito e sienogranito.
Complexo Cuá-Cuá: biotita gnaíse tonalítico e mongranítico, diorito, gnaíse a duas micas, sillimanita-cornúscita gnaíse, granada leucogranito, migmatito e enclave anfibolítico.	Grupo Jacareacanga: xisto, micaxisto, quartzo-xisto, xisto máfico, filito, metargilito, metagrauvaca e quartzito, BIF e metachert.	

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1. Aspectos Gerais da Análise Mineralógica

A composição mineralógica final de um sedimento é influenciada pelos diversos processos que atuam no ciclo sedimentar. O primeiro fator a controlar a mineralogia é a composição da área fonte, isto é, a presença ou não de dado mineral no produto final de deposição depende deste estar ou não presente na rocha de origem. Uma rocha submetida ao intemperismo químico pode ter seus minerais instáveis totalmente eliminados, provocando o enriquecimento em minerais estáveis no sedimento. A ação da dissolução química pode ser amenizada em áreas tectonicamente instáveis, independente do clima vigente. Neste caso o maior agente é a erosão que disponibiliza maior quantidade de material menos intemperizado. A atuação do intemperismo químico é mais significativa em áreas cujo relevo é mais suave e a tectônica é estável, principalmente quando a disponibilidade de água é alta, como acontece em climas quentes e úmidos (Johnsson, 1993; Morton e Hallsworth, 1999).

Outro fator controlador é o tempo e a distância do transporte destes sedimentos, o que gera abrasão e seleção física destes. A abrasão mecânica provoca cominuição e arredondamento dos grãos, processo este mais intenso em minerais com vários sistemas de clivagem e com baixa dureza, fazendo com que estes tendam a desaparecer da assembleia mineralógica (Morton e Hallsworth, 1999). Em sistemas fluviais, a seleção hidrodinâmica atua principalmente devido as diferentes densidades, formas e diâmetros dos grãos, especialmente no caso de minerais pesados. Este processo gera diferenças composicionais entre a carga suspensa do rio (dominada por minerais de argila e siltes monominerálicos) e a carga de leito (composta pelos mais diversos minerais primários e fragmentos líticos). Esta variação mineralógica é maior na carga de leito, principalmente quando há variações rápidas na velocidade da corrente, que reincorpora ao leito do rio sedimentos previamente depositadas nas barras laterais, além de carregarem grãos de granulação mais grossa (Johnsson *et al.*, 1991; Johnsson, 1993; Morton e Hallsworth, 1999).

Após a deposição, pode ocorrer a diagênese, onde o processo mais comum é a dissolução, que funciona como um controle natural da assembleia mineral, pois ela dissolve os

minerais instáveis e metaestáveis parcialmente ou totalmente. A ação da dissolução pode ser identificada pela presença de texturas de corrosão na superfície do grão, tais como: cavidades, superfícies mamilonares, escamas superficiais, facetas, bordas irregulares, terminações serrilhadas e estrutura esquelética. A presença de várias destas feições está relacionada a diferenças na composição mineral, cristalografia e a natureza do fluido corrosivo (Morton e Hallsworth, 1999; 2007). A dissolução pode ocorrer associada à compactação por aumento de pressão, e pode resultar na formação de cimento a partir dos íons dissolvidos na solução intersticial, com ou sem a recristalização diagenética. Sedimentos recentes apresentam-se pouco modificados pelos processos diagenéticos.

4.1.1. Minerais Pesados

Os minerais pesados são aqueles que possuem densidade maior que 2,8 g/cm³ e sua análise, muito mais do que a de minerais leves, consiste em uma ferramenta eficiente na determinação da proveniência de sedimentos e rochas sedimentares. Isto ocorre pois as rochas fontes primárias (ígneas e metamórficas) possuem uma grande variedade destes minerais, que podem representar uma paragênese específica, como por exemplo, a estauroлита e a cianita em metapelitos (Mange e Maurer, 1992; Mange-Rajetzky, 1995; Lihou e Mange-Rajetzky, 1996; Morton, 1994; Morton & Hallsworth, 1999; Mange e Otvos, 2005; Morton e Hallsworth, 2007; Remus *et al.*, 2008).

Como a ação desses fatores controladores pode resultar na obliteração da assinatura mineralógica da rocha mãe, em auxílio ao método de identificação das assembleias de minerais pesados são realizados estudos adicionais, que buscam amenizar estes efeitos modificadores no intento de minimizar possíveis erros de interpretação sobre sua origem. Um destas ferramentas é o estudo mineralógico destes sedimentos (Morton, 1991; Mange-Rajetzky, 1995; Lihou e Mange-Rajetzky, 1996; Morton e Hallsworth, 1999; Mange e Otvos, 2005; Ryan, Mange e Dewey, 2007; Mange e Wright, 2007; Decou *et al.*, 2011) que se divide em três: petrográfico, geoquímico e isotópico (Morton e Hallsworth, 2007).

O estudo de variedade petrológica relaciona as propriedades como cor, hábito e zoneamento, a fim de identificar e quantificar a assembleia de minerais pesados (Mange e

Maurer, 1992). A química mineral é estudada através da análise de microsonda eletrônica (MSE) acoplado a um microscópio eletrônico de varredura (MEV), providos de um analisar e um detector com função microanalisadora que identifica e quantifica os elementos químicos do mineral. Esta análise busca atribuir as pequenas modificações químicas do mineral a uma rocha fonte, como por exemplo, a análise de anfibólio realizada por Decou *et al.* (2011) na análise de minerais pesados para o estudo da evolução dos Andes centrais. A análise isotópica tem sido usada como complemento dos dois estudos anteriores e busca definir a idade de um mineral a partir de sua razão isotópica, como por exemplo, a razão U-Pb em zircões (Morton e Hallsworth, 2007), utilizando-se de ferramentas como a datação por luminescência (Mange e Otvos, 2005).

O principal método para análise de minerais pesados, usado neste trabalho, é o estudo de variedades petrográficas, que tem sido designado por diversos autores (Krynine 1943; Mange e Maurer, 1992; Morton e Hallsworth, 1994; Mange-Rajetzky, 1995; Morton e Hallsworth, 1999; Lihou e Mange-Rajetzky, 1995; Mange e Otvos, 2005; Morton e Hallsworth, 2007; Mange e Wright, 2007) como eficiente na interpretação das áreas fontes de sedimentos. A identificação de variação em um único mineral de uma assembleia de pesados indica mudança da gênese do mineral. O zircão, por exemplo, pode ser analisado com base em sua morfologia como indicadores de petrogênese (Pupin, 1976; *apud* Morton e Hallsworth, 2007), enquanto sua variedade de cor pode ser diagnóstica de proveniência (Mackie, 1923; *apud* Morton e Hallsworth, 2007). Este estudo baseado na petrologia foi muito estudado por Maria Mange, que o chamou de “Análise de Minerais Pesados de Alta Resolução” (High-Resolution Heavy Mineral Analysis = HRHMA), e que vem sendo aplicada com muito êxito (Lihou e Mange-Rajetzky, 1995; Mange e Otvos, 2005; Mange e Wright, 2007; Ryan, Mange e Dewey, 2007). Esta técnica não se limita a identificar a espécie mineral, mas categoriza a variedade desta com base em sua morfologia, cor e estrutura interna e quantifica estas categorias (Mange e Wright, 2007). É aplicada principalmente nos minerais mais estáveis, tais como o zircão, turmalina, rutilo e às vezes a apatita, que são usualmente mais abundantes e variados.

Neste trabalho, em observações preliminares, foi identificada grande variedade de grãos de andaluzita, tanto límpidos como com inclusões carbonosas (quiastolita). Estas duas variedades de andaluzita são sugestivas de fontes distintas. Cristais de andaluzita límpidos

estão associados a metamorfismo mais elevado, próximo ao limite superior de estabilidade onde inicia a cristalização da cianita, ou seja, em condição de transição para a fase anfibolito de metamorfismo regional. Por outro lado, andaluzitas com inclusões carbonosas do tipo quistolita, são típicas de mais baixo grau metamórfico, como o metamorfismo de contato em intrusões graníticas (Deer, Howie e Zussman, 1982).

A andaluzita e seus dois outros polimorfos (cianita e sillimanita) são comuns em rochas ricas em alumínio, comumente em fácies anfibolito baixo e alto. Porém, as rochas com cianita e sillimanita são geradas em pressões e temperaturas mais elevadas (Deer, Howie e Zussman 1982). Juliani (1993) discute a cristalização destes três polimorfos considerando as pressões e temperaturas do metamorfismo, e também o quimismo da rocha de origem, onde a razão $MgO/(MgO + FeO)$ propiciaria a cristalização da cianita em detrimento da andaluzita. Os argumentos levantados por este autor confirmam a teoria de andaluzitas límpidas geradas pelo metamorfismo regional, e não apenas geradas por metamorfismo de contato para as rochas metapelíticas da Formação Nhanguçu, Grupo Serra do Itaberaba, nordeste da cidade de São Paulo (Juliani, 1993).

Alguns dos tributários do rio Madeira, como os rios Ji-Paraná, Manicoré e Aripuanã, cortam uma grande gama de rochas pertencentes ao Cráton Amazônico. Nele foi descrita (Juliani *et al.*, 2005) ocorrência de andaluzita límpida associada ao hidrotermalismo na província aurífera do Tapajós, com gênese atribuída a vulcanismo e granitos pós-colisionais. Ainda Deer, Howie e Zussman (1982) enfatizam que a formação destes três polimorfos (cianita-andaluzita-sillimanita) é controlada principalmente pelas condições de pressão e temperatura do metamorfismo, sendo assim, a andaluzita não pode ser considerada como um mineral típico de metamorfismo de contato, mas como uma fase que cristaliza com condições de composição química, pressão e temperatura adequados. Outra possibilidade é a presença de andaluzita tanto em rochas da cordilheira central andina quanto na sua bacia antepais relacionada a drenagem dos rios Madre de Dios e Beni.

Deste modo, considerou-se interessante a realização da análise tipológica da andaluzita, tendo em vista sua variedade e gênese diferenciada.

Outra ferramenta adicional ao estudo de minerais pesados é a análise de pares minerais, que através da razão entre tipos específicos de minerais pesados, pode auxiliar em estudos de proveniência e também na comparação entre unidades sedimentares (Morton e Hallsworth,

1994; 1999). O significado destes índices depende do contraste entre as características químicas (resistência à dissolução) e físicas (resistência à abrasão, condições hidrodinâmicas) dos minerais que compõe o índice. O estudo de pares minerais deve ser realizado em um curto intervalo granulométrico, como por exemplo, o intervalo 0,125-0,062mm, como no caso do par rutilo-zircão, que são minerais hidraulicamente equivalentes, ambos gerados com granulometria muito pequena na rocha de origem (Morton e Hallsworth, 1994).

O zircão e o rutilo são minerais estáveis em condições de fluidos intersticiais com alta temperatura e águas ácidas (Morton e Hallsworth, 1994) e reúnem as mesmas características químicas e físicas, ou seja, pouco susceptíveis a modificações pelo transporte e alteração (Morton e Hallsworth, 1994; Mange e Maurer, 1992). O índice rutilo-zircão (RZi) auxilia na sinalização de mudanças na área fonte dos sedimentos, tendo em vista que mesmas rochas fontes possuem valores mais ou menos constantes desta razão. Segundo Morton e Hallsworth (1994), este índice é dado pela razão:

$$RZi = 100 \times \text{grãos de rutilo} / (\text{total de rutilo} + \text{zircão}).$$

4.1.2. Minerais Essenciais

Geralmente, os sedimentos são compostos principalmente de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas. O quartzo é o principal constituinte de depósitos de areia devido a sua alta estabilidade mecânica e química (Tartosa, Palomares e Arriba, 1991). O estudo da tipologia de grãos de quartzo tem sido usado para auxiliar na interpretação da área fonte de origem do sedimento, e isso é feito através da comparação com depósitos similares em áreas geográficas similares (Basu *et al.*, 1975, *apud* Tartosa, Palomares e Arriba, 1991). Os sedimentos clásticos que compõe areias e arenitos são provenientes de rochas ígneas, metamórficas e também sedimentares (Zuffa, 1985; Remus *et al.*, 2008).

O estudo dos minerais essenciais em sedimentos é realizado através de contagem de quartzo, feldspatos e litoclastos, com classificação de Folk (1974) e pode ser relacionado aos ambientes tectônicos das rochas fontes (Dickinson, 1970, 1985). Esta última é feita a partir de três índices primários Q (total de quartzo mono e policristalino), F (total de feldspatos) e L

(total de fragmentos de rocha), que podem gerar outros índices, com a identificação de tipos de feldspato e de fragmentos de rocha (Tabela 01).

Tabela 01: Valores dos parâmetros mineralógicos utilizados na interpretação de arenitos derivados de rochas vulcânicas, plutônicas e tectônicas e faixas orogênicas (Adaptado de Dickson, 1970).

	Vulcânico	Plutônico	Tectônico
Q	Baixo, < 25	Alto, 25 - 75	Mod., 25 - 50
F	Mod., 25 - 50	Alto, ~50	Baixo, < 25
L	Alto, 50 - 75	Baixo, < 25	Mod., ~50

Q = quartzo mono e policristalino, F = feldspato, L = fragmentos de rocha e líticos e Mod = moderado.

Estes parâmetros primários levam a duas razões L/F e F/L. Quando provenientes exclusivamente de terrenos vulcânicos os sedimentos estão ligados a litotipos feldspáticos ($3 > L/F > 1$). Quando derivados exclusivamente de rochas plutônicas ($F/L > 3$), sendo que o parâmetro Q é relativamente alto (> 25). O parâmetro L é menor que 25% e muito comumente menos que 10%. Neste caso a quantidade de grãos de quartzo monocristalinos é mais alta, e associada a fontes plutônicas. Arenitos provenientes de áreas de tectônica ativa apresentam tipicamente grande conteúdo de fragmentos de rochas ($L/F > 3$) e o parâmetro Q está entre 25 e 50, e o F é inferior a 25.

A rocha é então comparada ao ambiente tectônico onde:

- Sedimentos provenientes de crátons estáveis são o resultado de ambiente tectônico intracontinental ou de plataforma passiva, gerando sedimentos ricos em areias quartzosas com altas razões de quartzo e feldspato.
- Sedimentos provenientes de embasamento soerguido são o resultado de *rift* de ruptura transformante, gerando areias quartzo-feldspáticas pobres em litoclastos e quartzo policristalino.
- Sedimentos provenientes de arcos magmáticos resultam de arcos de ilhas ou arcos continentais e geram areias feldspáticas-líticas, vulcanoclásticas com altas razões de feldspato e fragmentos líticos que gradam para areias quartzo-feldspáticas.

- Sedimentos provenientes de reciclagem orogênica são de ambiente de cinturão orogênico ou de subducção e resultam em areias quartzo-líticas ricas em fragmentos sedimentares e metassedimentares, pobres em feldspato e fragmentos vulcânicos.

Figura 5: Diagrama dos tipos de proveniência tectônica de Dickson (1985).

5. MÉTODOS

Os principais métodos utilizados nesta dissertação correspondem a ensaios laboratoriais de granulometria e mineralogia. Os sedimentos encontrados na natureza são formados por partículas de diferentes dimensões e a análise granulométrica visa à determinação destas dimensões. Estes mesmos sedimentos contêm em sua mineralogia informações importantes sobre a proveniência das partículas, transporte e condições deposicionais dos mesmos e para a obtenção de tais dados são realizadas as análises de minerais essenciais e acessórios.

5.1. Análise granulométrica

Os sedimentos encontrados na natureza são formados por partículas de diferentes dimensões e a análise granulométrica visa à determinação destas dimensões. Neste trabalho foi utilizada a análise granulométrica por difratômetro a laser de baixo ângulo Malvern Mastersizer 2000 que contém dois acessórios para a realização da análise, sendo eles: Hydro 2000MU (para amostras em suspensão) e Scirocco (para amostras secas). O *software* Mastersizer 2000 calcula matematicamente a granulometria das partículas, considerando-as esféricas com diâmetro da esfera equivalente a maior dimensão da partícula.

Estas partículas geram difração ao serem submetidas à irradiação de feixe de laser. No acessório Hydro 2000MU, o meio dispersante (normalmente água deionizada para amostras geológicas) e a amostra circulam através do sistema becker-célula de leitura por meio de uma bomba. O intervalo de medida das partículas suportado por este acessório é 0,00001 a 1,6 mm, partindo de uma alíquota de 3 a 5 g de amostra. O acessório Scirocco é diretamente ligado a um sistema de ar comprimido e ar rarefeito (aspirador de pó) que produz um fluxo onde o material é posto em suspensão. Este material suspenso passa por um sistema a laser o qual mede os dados desejados. A fração granulométrica para amostras geológicas suportada por este acessório está entre 0,062 e 2,0 mm sendo utilizado especificamente em amostras naturais arenosas, pois sedimentos mais finos podem sofrer aglutinação o que geraria resultados falsos para a análise.

Os resultados são dados em gráficos de curvas granulométricas, sendo a curva acumulativa (em forma de S) que corresponde ao resultado acumulado abaixo de um dado diâmetro, e a curva de frequência, cuja curva apresenta um pico ou mais, que representa a quantidade de modas que esta possui. Estas curvas relacionam o tamanho da partícula com o volume. São resultantes também tabelas Excel com as faixas granulométricas e os parâmetros estatísticos diâmetro médio, desvio-padrão, assimetria e curtose.

5.2. Análise de minerais pesados

As análises realizadas, descritas nos próximos itens, partem de uma preparação prévia, iniciada com o peneiramento das amostras. Para tal cerca de 100 gramas de material foi seco em estufa a uma temperatura de 24°C e depois colocado em um conjunto de peneiras, sendo este formado pelos intervalos fracionários de 0,350 - 0,250 - 0,125 - 0,062 e fundo. Neste conjunto de peneiras o material foi agitado por um vibrador acondicionado por cerca de 20 minutos. O material retido em cada peneira com seu respectivo intervalo granulométrico é recolhido, pesado, e guardados separadamente em pacotes identificados.

São usadas para a análise de pesados as frações areia fina (0,250 - 0,125 mm) e areia muito fina (0,125 – 0,062 mm), pois nelas estes minerais estão mais concentrados (Mange e Maurer, 1992). A separação de minerais pesados e leves, realizado no Laboratório de Sedimentologia, baseia-se na utilização de líquidos pesados, neste caso, o bromofórmio (CHBr_3) de peso específico 2,89. Do material imerso no líquido denso, os pesados decantam e são recolhidos. O material denso separado é composto por minerais pesados transparentes mais minerais opacos. Para maior concentração de transparentes, é necessária a remoção dos minerais magnéticos, que é feita com a utilização de um imã de mão.

Os pesados fracamente e não magnéticos resultantes são então montados em lâmina de vidro com bálsamo do Canadá natural. A identificação destes minerais foi realizada em microscópio petrográfico Zeiss – AXIOPLAN 2 no Laboratório de Petrografia Sedimentar. Após a avaliação qualitativa com ênfase na morfologia dos grãos, foram realizadas as seguintes contagens dedicadas:

- 300 grãos de minerais pesados transparentes não micáceos para o cálculo da frequência relativa dos mesmos;
- 100 grãos de zircão e rutilo para o cálculo do RZi, proposto por Morton e Hallsworth (1994);
- 300 grãos para análise de tipologia de zircão (HRHMA), e
- 200 grãos para análise de tipologia de andaluzita (HRHMA).

Os resultados de frequência relativa, tipologia de zircão e tipologia de andaluzita são dados em porcentagem. A frequência média de cada mineral é dada pela soma das porcentagens deste mineral em todas as amostras dividida pelo número de amostras, sendo que cada fração granulométrica gera uma média para o mineral em questão. Já a frequência de ocorrência relaciona a presença do mineral em cada amostra (independente da fração no qual ele ocorre) com o número de amostras, tendo 100% de frequência de ocorrência o mineral que ocorrer nas 12 amostras e assim por diante.

5.3.1. Tipologia de zircão

Neste trabalho as análises de tipologia são inspiradas nas análises simplificadas propostas por Maria Mange em diversos trabalhos (Lihou e Mange-Rajetzky, 1995; Mange-Rajetzky, 1995; Mange e Otvos, 2005; Mange e Wright, 2007). Estas análises baseiam-se em propriedades como cor, forma, grau de arredondamento e inclusões, que segundo estes trabalhos indicam mudanças da fonte para o sedimento analisado, que neste trabalho é realizado com o zircão e a andaluzita.

Para a análise de tipologia, o zircão foi dividido em duas categorias, sendo “a” para grãos incolores e “b” para roxo a róseos. A morfologia do grão foi obtida pelo método de comparação com base na tabela de grau de arredondamento de Powers (1953), agrupados e divididos em cinco subcategorias, as quais: 1 euédrico e subédrico, 2 muito anguloso, 3 anguloso e subanguloso, 4 subarredondado e arredondado, e 5 muito arredondado, como pode ser visto na figura 6.

Figura 6: Categorias de zircão com base na cor, forma e grau de arredondamento. As fotomicrografias referem-se ao mineral presente nas barras do rio Madeira.

5.3.2. Tipologia de andaluzita

Para a andaluzita foram definidas as categorias “a” para grãos incolores e “b” para grãos com inclusão carbonosa do tipo quiastolíticas. Devido a não ocorrência de grãos arredondados e muito arredondados, nesta análise foram definidas três subcategorias, sendo elas: 1 euédrico e subédrico, 2 muito angularoso e angularoso e, 3 subangularoso e subarredondado, como pode ser visto na figura 7.

Aa 1 - Euedrica a subedrica
Aa 2 - Muito angulosa a angulosa
Aa 3 - Subangulosa a subarredondada
Ab 1 - Euedrica a subedrica
Ab 2 - Muito angulosa a angulosa
Ab 3 - Subangulosa a subarredondada
Ac - Andaluzita do tipo quiastolítica

Figura 7: Categorias criadas para a andaluzita com base na forma, grau de arredondamento e presença ou não inclusões carbonosas. As fotomicrografias referem-se à andaluzita das barras do rio Madeira.

5.3. Análise de minerais leves

Para análise da assembleia mineralógica essencial, na fração areia fina (0,125 – 0,250), foram identificados grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. A seguir, foi feita a quantificação através de contagem de 200 grãos de quartzo mono e policristalino (Q), fragmentos de rocha (L) e feldspato (F). Os dados obtidos foram classificados através do diagrama de Folk (1974) e com base nas razões propostas por Dickinson (1970) comparados

ao diagrama de Dickinson (1985) para análise do ambiente tectônico (Tabela 01 e figura 5). Os dados são apresentados em porcentagem onde $Q+F+L=100$.

A análise dos minerais essenciais para tipologia de quartzo foi realizada na fração areia muito fina (0,125 - 0,062), onde os grãos da fração leve foram montados em lâminas com óleo de essência de canela, que possuiu índice de refração= 1,4503. O quartzo foi analisado com base no mesmo método de comparação usado para a análise do zircão e andaluzita, foram definidas duas categorias, onde “a” refere-se aos cristais monocristalinos e “b” para os policristalinos. Para as subcategorias, que definem a forma dos grãos, temos: 1 para cristais euédrico a subédricos, 2 para muito angulosos, 3 angulosos a subangulosos, 4 subarredondados a arredondados e 5 para cristais muito arredondados (Figura 8). Foram contados 300 grãos para fins de análise estatística.

Qa 1 - Quartzo euédrico a subédrico
Qa 2 - Quartzo muito anguloso
Qa 3 - Quartzo anguloso a subanguloso
Qa 4 - Quartzo subarredondado a arredondado
Qa 5 - Quartzo muito arredondado
Qb - Quartzo microcristalino

Figura 8: Categorias criadas para definição da tipologia de quartzo. As fotomicrografias referem-se a este mineral das barras do rio Madeira.

Os fragmentos de rocha foram inicialmente observados nas frações leve e pesada de areia fina e muito fina e na fração total de areia grossa. Com base nesta análise prévia, definiram-se para um estudo qualitativo as frações areia muito fina leve e areia fina e areia muito fina pesados, porque as mesmas contem quantidade significativa de fragmentos. Estes foram identificados de acordo com sua natureza sedimentar, ígnea e metamórfica.

6. RESULTADOS

6.1. Minerais pesados

Os minerais identificados na assembleia de minerais pesados das barras ativas do rio Madeira foram, em alguns casos, reunidos em grupos. É o caso do grupo dos anfibólios cálcicos com reconhecimento da presença de hornblenda, tremolita e actinolita com predomínio do primeiro mineral. O mesmo foi feito com o grupo do epídoto (epídoto, zoizita e clinozoizita, com predomínio para o epídoto), ortopiroxênios (série ferrocilita- enstatita, com predomínio de ferrocilita), clinopiroxênios (série augita- diopsídio, com predomínio de augita) e ortoanfibólios de ferro-magnésio-manganês (série antofilita-gedrita). Esta simplificação busca facilitar as descrições e contagens, já que minerais do mesmo grupo ou série podem ser de difícil distinção por formarem séries isomorfas onde um mineral pode passar gradualmente para outro, por exemplo, zoisita para clinozoisita, etc. Além disso, esta iniciativa altera muito pouco as interpretações a cerca de proveniência.

A assembleia de minerais pesados das barras fluviais recentes do rio Madeira apresenta domínio de minerais opacos em detrimento aos transparentes, com valor médio de 15% no intervalo granulométrico areia fina (0,250-0,125mm) e 12% na areia muito fina (0,125-0,062mm), dos quais a magnetita e a ilmenita são provavelmente os principais minerais. Os minerais transparentes não micáceos e não magnéticos compõem uma média de 5% do total dos minerais para as 12 amostras estudadas. Os principais minerais encontrados são (Tabela 02):

Tabela 02: Frequência percentual entre os minerais pesados transparentes não micáceos das barras fluviais recentes do rio Madeira.

	ANF	AND	EP	EST	CPX	FER	SIL	ANT	TIT	GRA	TUR	Z	R	Out
RM 01 (AF)	61	18	8	1	3	0	0	0	0	1	3	5	0	0
RM 01 (AMF)	21	5	18	1	2	1	0	0	0	4	11	33	4	0
RM 02 (AF)	18	57	9	4	2	0	0	0	0	6	0	2	0	1
RM 02 (AMF)	18	12	13	3	1	0	0	2	0	9	4	36	1	1
RM 03 (AF)	0	74	0	5	0	0	1	6	0	0	6	6	1	0
RM 03 (AMF)	0	53	0	3	0	0	0	2	0	0	5	32	5	0
RM 04 (AF)	19	54	18	1	0	0	0	3	0	0	3	1	0	0
RM 04 (AMF)	13	23	14	2	1	0	0	2	0	2	9	30	5	0
RM 05 (AF)	23	51	11	0	1	0	0	2	3	5	2	1	0	0
RM 05 (AMF)	13	13	11	4	0	2	0	0	0	17	8	31	2	0
RM 06 (AF)	21	45	17	3	0	0	0	0	2	4	6	1	1	0
RM 06 (AMF)	27	15	21	1	0	3	0	0	3	10	10	8	2	0
RM 07 (AF)	19	26	11	4	0	3	0	0	2	10	2	23	1	0
RM 07 (AMF)	17	10	10	1	1	1	0	0	1	8	3	47	1	0
RM 08 (AF)	3	93	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
RM 08 (AMF)	14	55	11	2	2	0	0	0	0	1	5	10	0	0
RM 09 (AF)	14	45	13	9	0	0	0	0	2	10	1	6	0	0
RM 09 (AMF)	13	7	7	1	0	0	0	0	2	4	10	53	2	0
RM 10 (AF)	7	74	8	5	3	1	0	0	0	0	2	0	0	0
RM 10 (AMF)	34	40	14	0	4	0	0	0	0	0	4	4	0	0
RM 11 (AF)	32	52	6	1	4	1	0	0	0	1	2	0	0	0
RM 11 (AMF)	42	22	17	2	4	2	0	0	2	1	7	2	0	0
RM 12 (AF)	12	38	12	3	1	1	0	0	1	14	2	16	1	0
RM 12 (AMF)	3	11	7	1	1	0	0	0	0	9	2	64	2	0
MAO 26	20	33	8	2	4	2	9	0	5	5	4	0	0	7
MAO 27	18	43	0	5	2	0	16	0	2	5	5	0	0	5
MAO 30A	12	39	0	7	0	0	17	0	4	6	2	2	0	11
MAO 34C	3	4	3	1	42	39	2	0	0	4	0	1	0	0
MAO 35B	6	7	0	2	44	22	4	0	2	9	0	0	0	2
MAO 35D	14	3	2	13	20	24	4	0	2	8	1	0	0	10
MAO 37	12	3	0	3	31	33	0	0	0	12	0	0	0	7
PV 118	17	0	5	0	38	26	0	0	0	11	0	3	0	0
PV 141	9	2	13	0	32	27	0	0	0	9	1	7	0	0

AF = areia fina, AFM = areia muito fina, ANF = grupo dos anfíbios cálcicos, AND = andaluzita, EP = grupo dos epidótos, EST = estauroлита, CPX = grupo dos clinopiroxênios, FER = série enstatita-ferrosilita, SIL = sillimanita, ANT = série antofilita-gedreita, TIT = titanita, GRA = granada almandina, TUR = turmalina, Z = zircão, R = rutilo, Out = cianita, topázio, monazita, espinélio e dumortierita.

Uma das características marcantes da carga de fundo do rio Madeira é a presença abundante de andaluzita (Figura 9) ao longo de todo o rio até a sua foz no rio Amazonas, com frequência de ocorrência de 100% e valor médio de 52% em areia fina (AF) e 22% em areia muito fina (AMF). O conteúdo máximo deste mineral em AF é de 93% na amostra RM 08 e o

mínimo é de 18% em RM 01. Para AMF, os valores máximo e mínimo ocorrem também nas amostras RM 08 e RM01, com 55% e 5% respectivamente (Tabela 02). Os grãos variam entre límpidos e com inclusões carbonosas do tipo quiastolita. São grãos angulosos e alongados ou com bordas corroídas tornando-os mais curtos. Ocorrem também grãos subeudrais a eudrais, com primos perfeitos, alongados e propriedades ópticas, como forte pleocroísmo bem característico. Grãos com boa clivagem podem ocorrer. Inclusões carbonosas são comuns em todas as variedades morfológicas, dando aos grãos uma aparência suja a sua superfície. Nas do tipo quiastolita, os cortes basais geram cubos perfeitos, com uma cruz carbonosa no centro, por vezes quebrados ao meio ou levemente arredondados.

Figura 9: I) Gráfico com a frequência percentual de andaluzita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) a) andaluzita prismática, alongada, com forte coloração rósea, b) grão de andaluzita fraturado, irregular, c) grão de andaluzita subanguloso-subarredondado, d) grão de andaluzita com inclusão carbonosa com aspecto superficial sujo, e) grão com inclusão carbonosa, irregular, f) andaluzita quiastolítica em prisma alongado em corte paralelo ao eixo c, em g) grão quebrado de quiastolita mostrando inclusões em forma de X característica desta variedade, e h) quiastolita com forma prismática em corte basal. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Também com 100% de ocorrência nas amostras há o zircão, a turmalina e a estauroлита. O zircão (Figura 10) aparece com as mais variadas morfologias, com média de 5% em areia fina e 29% em areia muito fina. Apresenta valores máximos de 23% (AF) em RM 07 e 64% (AMF) em RM12, e valores mínimos de 2% (AMF) em RM 11, estando ausentes nas amostras RM 08, RM 10 e RM 11 na fração AF (Tabela 02). São incolores a levemente acinzentados, também na cor róseo e amarelo subordinadamente. Não é incomum grãos com auréolas de crescimento bem visíveis, principalmente em grãos euédricos e em alguns casos em grãos arredondados. Os grãos róseos e amarelos são sempre arredondados, enquanto que os incolores são prismas curtos ou longos, bipiramidais, euedrais ou subeuedrais, por vezes com arestas arredondadas ou facetadas. Grãos arredondados, subarredondados e esféricos alongados são comuns, podendo também ocorrer pequenos cacos de zircão.

Figura 10: I) Gráfico com a frequência de zircão ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) a) e e) grãos euédricos de zircão com bipirâmides perfeitas e faces bem definidas; b) e f) grãos subeuedrais com extremidades quebradas irregularmente (notar fratura concêntrica em uma das extremidades na foto b); c) grão subarredondado; g) grão muito anguloso; d) grão alongado bem arredondado e; h) grão de zircão roxo muito arredondado. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Com média de 3% em areia fina e 6% em areia muito fina, as turmalinas aparecem com valor máximo de 6% (AF) nas amostras RM 03 e RM 06 e 11% (AMF) em RM 01. Na amostra RM 02 (AF) este é ausente, enquanto que em RM 12 (AMF) o valor mínimo é de 2% (Tabela 02). As turmalinas (Figura 11) possuem as mais variadas cores: verde, rosadas, azuis, arroxeadas e amareladas, com pleocroísmo forte característico. Sua forma, assim como suas cores, é variada, indo de grãos arredondados, prismas alongados com bordas arredondadas, bordas pontiagudas, até prismas perfeitos (euedrais). Podem ocorrer grãos com clivagem, grãos com sobrecrecimento de turmalina, bem como inclusões minerais.

Figura 11: I) Gráfico com a frequência de turmalina ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) grãos prismáticos de turmalina com cores rosa, verde e azul (em a, b, c e d), euedrais, alongados e curto (em d), grão arredondado de turmalina avermelha (em e), grãos de turmalina azul arroxeadada e vermelha, subarredondado-subanguloso (em f e g) e grão prismático anguloso de turmalina em h). Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Finalmente, a estaurolita que a despeito das baixas frequências (média entre 2% e 3%, respectivamente em AF e AMF), são encontradas em todas as amostras estudadas. Para a AF a maior ocorrência deste mineral está na amostra RM 09 com 9%, não ocorrendo nas amostras RM 05 e RM 08, enquanto que na granulometria AMF chega a máxima de 4% em

RM 05, não ocorrendo em RM 10 (Tabela 02). Apresenta coloração entre amarelo escuro a incolor (Figura 12). Consistem de prismas alongados, ou curtos com arestas pontiagudas e raramente aparecem arredondados. Grãos com aspecto superficial corroído decorrente de dissolução são comuns, dando a estes um aspecto superficial esburacado. Não são incomuns grãos com inclusões carbonosas.

Figura 12: I) Gráfico com a frequência de estaurolita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) a) grão de estaurolita com relevo alto, não pleocróico, anguloso, b) grãos anguloso, pouco pleocróico límpido, c) grão prismático alongado, com pleocroísmo amarelo – caramelo característico deste mineral, e d) grão muito anguloso, alongado e pleocróico com aspecto superficial rugoso, finamente botroidal decorrente de dissolução. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Ocorrem em 92% das amostras das barras do rio Madeira os minerais do grupo dos anfibólios cálcicos e o grupo dos epídotos. Os anfibólios cálcicos têm médias 19% em areia fina e 18% em areia muito fina. Sua maior ocorrência em AF está na amostra RM 01, com 61%, enquanto que em AFM este valor é de 42% em RM 11. Este mineral não ocorre na amostra RM 03 em ambas as frações, o que representa sua menor frequência (Tabela 02). O anfibólio mais comum a hornblenda (Figura 13). Possui coloração verde ou marrom, com pleocroísmo característico. Os grãos são prismáticos, alongados, com clivagem boa em uma direção. São comuns grãos com bordas angulosas ou serrilhadas, além de muito fraturados, principalmente as variantes verdes. Em menor quantidade ocorrem minerais de tremolita e actinolita, com coloração variando entre verde pálido e incolor, não pleocróicos. Os grãos são prismáticos com boa clivagem, alongados com arestas dentadas.

Figura 13: I) Gráfico com a frequência de anfíbios cálcicos ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *b*) grãos de hornblenda verde oliva e verde bandeira, pleocróicos, sendo o primeiro prismático com bordas serrilhadas decorrentes da clivagem, e o segundo angulosos, com traços de faces e clivagem, e *c* e *d*) grãos de hornblenda marrom, com clivagem onde no primeiro grão é possível observar clivagem. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Os minerais de epídoto apresentam médias de 10% em areia fina e 12% em areia muito fina. A ocorrência máxima na granulometria areia fina está na amostra RM 04, com 18%, sendo este mineral ausente em RM 03. Em areia muito fina tem ocorrência máxima de 18% em RM 01, também não ocorrendo na amostra RM 03 (Tabela 02). Os minerais de epídoto são em sua maioria bem característicos, com cor verde pistache e forte pleocroísmo, mas também apresentam cor verde a verde amarelada e amarelo (Figura 14). Predominam grãos subarredondados, podendo ocorrer formas prismáticas e angulosas. São comuns grãos com superfície rugosa, criptocristalina ou finamente botroidal. São raros grãos de zoisita e clinozoisita, incolores, com forma arredondada e cor de birrefringência azul jeans, característico das zoisitas.

Figura 14: I) Gráfico com a frequência de epídoto ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) Grãos de epídoto sendo em *a*) grão de cor verde pistache, fortemente pleocróico, prismático anguloso, com clivagem e superfície com escamas de alteração, *b*) grão com alto relevo e cor verde amarelado, fortemente pleocróico, muito anguloso, *c*) grão angulosos, verde amarelado claro, pleocróico, com bordas serrilhadas, e *d*) grão anguloso, amarelo claro, pouco pleocróico. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Com menor frequência de ocorrência (83%), são identificados nas areias do rio Madeira a granada e o grupo dos clinopiroxênios. Os grãos de granada (Figura 15), com médias entre 4% e 5% nas frações areia fina e muito fina respectivamente, ocorrem com máximas de 10% (AF) em RM 07 e RM 09, e 17% em RM 05, estando ausente em porção areia fina nas amostras RM 03, RM 04, RM 08 e RM 10, bem como nas amostras RM 03 e RM 10 da fração areia muito fina (Tabela 02). Geralmente são incolores a acinzentados e róseos, com forma arredondada a euédrica, são grãos em geral fraturados e com aspecto superficial rugoso (Figura 15). São comuns inclusões de outros minerais e minerais opacos.

Figura 15: I) Gráfico com a frequência de granada ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) a e c) grãos angulosos de granada rosa e incolor, b) grão arredondado de granada incolor, e c) grão eudral de granada vermelha. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Na classe dos clinopiroxênios (média 1% em ambas as frações) os maiores valores encontram-se nas amostras RM 11 (AF) com 4% e RM 10 e RM 11 (AMF) também com 4%. O mineral não ocorre em diversas amostras, como pode ser visto na tabela 01, tanto na granulometria areia fina quanto em areia muito fina (Tabela 02). O mineral mais comum nesta classe são os minerais de augita (Figura 16), cujas cores são verde pálido ou rosado, levemente pleocróico. São grãos alongados e angulosos com clivagem paralela ao alongamento. O diopsídio apresenta cor verde pálida, amarelado ou rosado e grãos prismáticos e angulosos.

Figura 16: I) Gráfico com a frequência de clinopiroxênios ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) a e d) grãos de augita verde, sendo o primeiro com cor pálida e anguloso com traços de clivagem e o segundo prismático, b) grão de augita rosa, anguloso, alongado segundo clivagem, e c) grão de diopsídio rosado em prisma curto. Fotomicrografia em nicóis descruzados.

O rutilo ocorre com uma frequência de 75% e tem média de 2% em AMF, não alcançando média em AF, pois ocorrem com 1%, apenas nas amostras RM 03, RM 06, RM 07 e RM 12. A máxima alcançada em AMF é de 5% em RM 03 e RM 04, não ocorrendo em RM 08, RM 10 e RM 11 (Tabela 02). Os grãos apresentam cor marrom, marrom avermelhado ou marrom amarelado, com relevo altíssimo (Figura 17). Aparecem como prismas alongados, prismas curtos, por vezes geminados, ambos com arestas arredondadas, grãos arredondados e em alguns casos estão bem angulosos assemelhando-se a “cacos”.

Figura 17: I) Gráfico com a frequência de rutilo ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) grãos de rutilo com cor variando de amarelo escuro a marrom escuro e brilho metálico, sendo *a, c, f e g*) grãos geminados, *b e d*) grãos arredondados, *e*) grão prismático, alongado com bordas arredondadas, e *h*) grão muito anguloso, semelhante a um caco. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Em 67% das amostras coletadas, ocorrem os minerais do grupo dos ortopiroxênios (ferrocilita e enstatita) e a titanita. O grupo dos anfibólios de ferro-magnésio-manganês (série antofilita-gedrita) ocorre em apenas 25% das amostras, enquanto que a sillimanita tem menos de 10%.

A ferrosilita é o mineral que predomina na classe dos ortopiroxênios (Figura 18), que apresentam média de 1% em ambas as frações. Em AF a máxima é de 3% em RM 07, ocorre com 1% em RM 08, RM 10, RM 11 e RM 12, estando ausente nas demais amostras. Já em

AMF, a máxima é de 3%, estando presente mais em RM 01, RM 05, RM 07 e RM 11, e ausente nas demais amostras (Tabela 02). Os grãos ocorrem com cor verde e parda, características de seu pleocroísmo. São prismas angulosos, bem marcados por clivagem, que dão as bordas deste mineral um aspecto dentado. Outro mineral desta classe, mas menos frequente, é a enstatita. Com cor marrom claro, os cristais são alongados e apresentam clivagem perfeita em duas direções.

Figura 18: I) Gráfico com a frequência de ortopiroxênios ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *c*) grãos de ferrocilita prismáticos, pleocróicos com cor verde a rosado, *b*) grão angular, com pleocroísmo característico, e *d*) grão subarredondado, alongado. Todos os grãos são marcados por clivagem. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

Também com média de 1% em ambas as frações, a titanita ocorre com máxima de 3% nas amostras RM 05 (AF) e RM 06 (AMF). Na fração AF está presente também nas amostras RM 06, RM 07, RM 09 e RM 12, enquanto que em AMF ocorre nas amostras RM 07, RM 09 e RM 11, estando ausente nas demais amostras (Tabela 02). Os grãos possuem cor amarelo pardo (Figura 19) é pleocróica e com alto relevo. As formas vão de prismático, losangular com faces retas, apresentando por vezes clivagem boa. Como característica apresenta cintilância à luz polarizada.

Figura 19: I) Gráfico com a frequência de titanita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) A titatina apresenta cor amarelo e brilho adamantino (*a* e *b*), em *c*) é possível observar as faces de uma pirâmide, e em *d*) o grão é incolor e anguloso. Fotomicrografias com nicóis descruzados.

A gedrita e antofilita (média 1%) ocorrem com máxima de 6% (AF) em RM 06, ocorrendo também em RM 05 e RM 04. Em AMF ocorre com 2% em RM 03, RM 02 e RM 04, estando ausentes nas demais amostras (Tabela 02). Os grãos possuem marrom, marrom claro ou incolores. Apresentam forma prismática e são compostos por minúsculas fibras dispostas paralelamente, sem orientação preferencial, podendo ocorrer fibras radiais e grãos fraturados (Figura 20).

Figura 20: Os minerais da série antofilita-gedreita possuem cor entre marrom rosado (ou pardo) a incolores (*a* e *b*). São fibrosos (*c*), sendo que estas são seguem um padrão e em geral alongados (*d*). Fotomicrografia em nicóis descruzados.

A silliminita ocorreu apenas na amostra RM 03, com 1% em areia fina (Tabela 02). Os grãos aparecem como ripas alongadas ou prismas, incolores e com alta birrefringência, alguns grãos apresentam clivagem boa, por vezes colunar. Nas amostragens coletadas este mineral é raro com relação aos minerais pesados comuns em sedimentos.

Ocorrem muito raramente e com baixas porcentagens: topázio, monazita, dumortierita, espinélio, e cassiterita. O topázio, incolor com relevo alto, tem forma irregular, com duas faces laterais e arestas levemente arredondadas. A monazita, cor amarela claro levemente cítrica, possui relevo alto, e aspecto superficial esburacado. Os grãos de monazita são arredondados e às vezes alongados. A dumortierita tem cor azul e pleocroísmo entre azul e violeta, sendo esta uma das características que o distinguem de outros minerais. Apresenta forma de prisma alongado, alguns levemente arredondados nas bordas, às vezes com traço de clivagem. E o espinélio é um mineral isotrópico e ocorre na cor amarela. Sua forma assemelha-se a pequenos cubos, às vezes com arestas arredondadas ou grãos angulosos. A cassiterita apresenta relevo alto, cor marrom escuro avermelhado e forte pleocroísmo. Os grãos são geralmente anedrais, angulosos e alongados.

6.1.1. Índice Rutilo-Zircão

O índice rutilo-zircão (RZi, Morton e Hallsworth, 1994) mostra valor médio de índice em 7 com mínimo de 4 e máximo de 15. Os mais altos valores do índice estão em RM 04 com 15 e RM 03 com 12, sendo estes os mais altos valores do RZ. Em RM 01 e RM 05 os valores também se mostram altos, com valores de índice em 10 (Tabela 03 e Figura 21).

Figura 21: Gráfico com a variação do índice ZR ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita.

O menor valor da razão RZi (4) está em RM 12, seguindo pela amostra RM 07 (5). Em RM 06 e RM 09 a razão possui valor 6. Nas demais amostras (RM 02, RM 08, e RM 11) os valores para o índice variam entre 7 e 8 (Figura 21). Podemos dividir estes dados em quatro, sendo um composta por valores de RZi 12 a 15, uma com valores em 10, uma com valores entre 8, 7 e 6 e outra com valores < 5 (Tabela 03).

As amostras RM 08, RM 10 e RM 11 não alcançaram o número almejado de 100 grãos, descritos por Morton e Hallswort (1994, 1999) como mínimos para contagem do RZi (Tabela 03). Porém, Mange e Maurer (1992) descrevem que valores entre 75 e 100 grãos são consideráveis para contagem estatística em análises de alta resolução, e este parâmetro está sendo aplicado neste trabalho para todas as análises estatísticas, porém com número de corte em 45 grãos. Isto se deve a relativa coerência de valores (Tabela 03), como pode ser visto em RM 08 (45 grãos) e RM 11 (88 grãos), com as demais amostras que alcançaram o número de 100 grãos e que refletem uma média de 7 para o índice.

Por outro lado, na amostra RM 10 apenas 11 grãos do par rutilo-zircão foram obtidos para contagem, o que é número irrisório de grãos, insuficientes para análise estatística. Nesta amostra todos os 11 grãos encontrados são de zircão, o que configura um valor igual a zero para o índice em questão, o que o torna distinto das demais amostras. Este fato levou o descarte deste valor anotado na Tabela como NC, ou seja, não calculado.

Tabela 03: Índice RZi em sedimentos de barras recentes do rio Madeira.

	Z	R	N	RZi
RM03	88	12	100	12
RM02	93	7	100	7
RM01	90	10	100	10
RM05	90	10	100	10
RM04	85	15	100	15
RM06	94	6	100	6
RM07	95	5	100	5
RM08	93	7	45	7
RM09	94	6	100	6
RM10	11	0	11 (INS)	NC
RM11	92	8	88	8
RM12	96	4	100	4
MÉDIA	93	7		7

Z=zircão, R=rutilo. N= número de grãos contados do par RZ, INS = número de grãos insuficientes, NC=valor não calculado.

6.1.2. Análise de Tipologia de zircão

O número mínimo de grãos contados para a tipologia de zircão foi definido como 45 grãos, como pode ser visto na discussão no item 6.1.1., deste modo, apenas as amostras RM 08 e RM 10 são consideradas insuficientes para análise estatística, porém a não obtenção do número de grãos necessários entra na discussão como uma fator a ser levado em conta ao integrar-se aos demais dados.

A análise de tipologia de zircão, realizada na fração granulométrica areia muito fina (0,125 – 0,062 mm), mostra um equilíbrio entre as categorias (Figura 6) que correspondem a grãos angulosos e arredondados, com pequena predominância para o segundo. Quando se analisa os valores médios das categorias subarredondados até muito arredondados (Za4, Za5, Zb4 e Zb5), a soma destas médias perfaz 58% confirmando o equilíbrio entre as estas categorias, com pequena dominância para formas mais arredondadas (Figura 22). Seguindo o mesmo raciocínio, as categorias euedrais-subeuedrais (Za1 e Zb1) e angulosos a subangulosos (Za2, Za3, Zb2 e Zb3) apresentam individualmente a menor contribuição, que é 20% e 22%, respectivamente.

Tabela 04: Frequência relativa em % dos tipos de grãos de zircão encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.

	Za 1	Za 2	Za 3	Za 4	Za 5	Zb 1	Zb 2	Zb 3	Zb 4	Zb 5	N
RM 03	17	7	15	46	12	0	0	0	1	0	300
RM 02	24	15	10	33	9	1	1	1	5	2	183
RM 01	18	10	13	43	12	1	0	1	2	1	300
RM 05	20	18	10	42	9	0	0	0	1	0	89
RM 04	15	7	13	49	13	1	0	0	2	0	302
RM 06	21	13	13	45	8	0	0	0	1	0	92
RM 07	14	8	14	52	9	0	0	0	2	0	257
RM 08	8	6	11	42	31	0	0	0	0	3	36 (INS)
RM 09	13	4	16	57	8	0	0	0	2	0	299
RM 10	45	0	0	55	0	0	0	0	0	0	11 (INS)
RM 11	15	15	19	46	6	0	0	0	0	0	48
RM 12	24	11	10	41	9	0	1	1	4	0	300
MÉDIA	20	10	12	46	10	0	0	0	2	0	

Z = zircão, a = incolores, b = roxos e róseos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado. N = número de grãos contados, INS = não atingiu o número mínimo com valor estatístico.

Frequência média dos tipos de zircão

Figura 22: I) Frequência relativa dos tipos de zircão ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de zircão. Z = zircão, a = incolores, b = roxos e róseos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado..

Os grãos com formas euédrico- subédrico (Za1) aparecem com mínima ocorrência em RM 09, com apenas 13%, e máximas em RM 02 e RM12 onde representa 24% do conteúdo (Tabela 04). A categoria muito anguloso (Za2) tem em média de 10%, com mínima de 4% em RM 09 e máxima de 18% em RM 05. Grão angulosos e subangulosos (Za3) ocorrem com média de 10%, com mínima de 10% em RM 02, RM 05 e RM 12 e máxima de 19% em RM 11. Grãos sub-arredondados a arredondados (Za4) são os mais abundantes, com média de 46%, com mínimo de 33% em RM 02 e máxima de 57% em RM 09. Os grãos muito arredondados (Za5) apresentam média de 10% e ocorrem com mínimo de 8% em RM 06 e RM 09 e ocorrência máxima de 13% em RM 04.

A proporção de minerais com cor entre roxa e rósea chega até 10% dos grãos contados em RM 02 (Tabela 04). É possível atribuir também um maior predomínio de grãos com estas colorações em RM 12. Nas demais amostras a proporção não passa de 5% dos minerais contados.

6.1.3. Análise de tipologia de andaluzita

A análise de tipologia de andaluzita mostra um relativo equilíbrio nas proporções de grãos lípidos e grãos ricos em inclusões carbonosas (quiastolita). A soma das médias dos grãos de andaluzita sem inclusões perfazem 56% deste tipo ao longo das 12 amostras (Tabela 05).

Grãos menos trabalhados da categoria euédricos-subédricos (Aa1 e Ab1) ocorrem com valores médios de 20% e 18%. São valores mínimos e máximos para de 13% (amostras RM 03, RM 10 e RM 11) e 28 - 29% (RM 06 e RM 09) para a categoria Aa1, e 8% (RM 09) e 27% (RM 10) para a categoria Ab1 (Figura 23). Os dados (Tabela 05) mostram predomínio de grãos poucos trabalhados, entre euédricos e angulosos, com ocorrência maior para grãos muito anguloso-anguloso, com médias de 28% (Aa2) e 22% (Ab2). O valor máximo para a categoria Aa2 é de 39% (RM 11), enquanto o mínimo está em 18% (RM 08), já para a categoria Ab2 a ocorrência máxima é de 31-32% (RM 10 e RM 08) e a mínima é de 16% (RM 04) (Tabela 05). Os grãos subangulosos-subarredondados (Aa3 e Ab3), representam médias de 8% (Aa3) e 5% (Ab3).

Tabela 05: Frequência relativa dos tipos de grãos de andaluzita encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.

	Aa 1	Aa 2	Aa 3	Ab 1	Ab 2	Ab 3	N
RM 03	13	35	6	23	20	2	205
RM 02	15	32	3	18	26	6	34 (INS)
RM 01	17	36	9	17	17	4	81
RM 05	30	21	5	17	19	8	63
RM 04	20	31	15	11	16	7	195
RM 06	28	21	10	20	17	4	100
RM 07	18	23	12	23	19	5	57
RM 08	16	18	13	18	32	3	62
RM 09	29	32	14	8	13	5	63
RM 10	13	24	2	27	31	4	85
RM 11	13	39	7	13	27	2	166
RM 12	23	23	5	21	23	5	43(INS)
MÉDIA	20	28	8	18	22	5	

A = andaluzita, a = límpidas, b = quistolíticas 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso e anguloso, 3 = subanguloso e subarredondado.
N=número de grãos contados, INS=não atingiu o número mínimo almejado de 100.

II

Frequência média dos tipos de andaluzita

Figura 23: I) Frequência relativa dos tipos de andaluzita ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de andaluzita. A = andaluzita, a = límpidas, b = quiasolíticas 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso e anguloso, 3 = subanguloso e subarredondado.

6.2. Análise Granulométrica

Os resultados da análise granulométrica são dados em valores estatísticos e curvas granulométricas, onde a curva em sino refere-se aos dados obtidos e ajudam a compreender a dinâmica dos sedimentos do rio Madeira e a influência de seus afluentes neste.

Tabela 06: Valores estatísticos para a granulometria da fração areia das barras ativas do rio Madeira.

	% Silte/ argila	% Areia muito fina	% Areia fina	% Areia média	% Areia grossa	Diâmetro médio (µm)	Desvio padrão (σ)	Assimetria	Curtose
RM 03	16	20	47	17	0	151,343	1,57	0,285	2,680
RM 02	5	1	11	67	16	347,859	1,10	-0,080	3,512
RM 01	0	28	63	9	0	156,809	0,49	0,774	3,333
RM 05	14	0	27	57	2	247,442	1,51	-0,417	2,973
RM 04	13	20	44	6	0	169,748	1,41	0,481	2,873
RM 06	0	1	47	51	2	257,241	0,47	0,727	3,216
RM 07	2	0	28	61	9	309,217	0,81	0,379	3,281
RM 08	0	0	5	67	28	416,228	0,44	0,731	3,276
RM 09	3	1	32	56	8	289,276	0,91	0,383	3,137
RM 10	0	0	4	74	23	402,260	0,39	0,698	3,339
RM 11	4	42	52	2	0	129,800	0,70	0,371	3,311
RM 12	2	1	42	54	2	261,639	0,61	0,387	3,298

O ponto RM 03 é constituído de areia muito fina, pobremente selecionada, com diâmetro médio de 151,343 µm. O intervalo granulométrico areia fina perfaz 47%, sendo o conteúdo de areia muito fina de 20% e 16% de sedimentos em silte e argila (Figura 24A). Com diâmetro médio dos grãos em 347,859 µm, a amostra RM 02 é composta de areia média, pobremente selecionada, sendo 67% de areia média e 16% de areia grossa (Tabela 06). A fração areia muito fina é praticamente ausente (1%), com areia fina representando 11% da amostra.

Figura 24: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 03 e B amostra RM 02.

A amostra RM 01 compõe-se de areia fina bem selecionada, com diâmetro médio em 156,809 μm . A areia fina tem 63% dos sedimentos nesta fração, areia muito fina 28% e 9% de sedimentos em areia média (Figura 25A). Areias de granulometria fina, pobremente selecionadas, com diâmetro médio de 247,442 μm representam a amostra RM 05, que se compõem de nenhuma areia muito fina, 27% de areia fina, enquanto que 59% da amostragem é composta por areia média a grossa (Figura 25B) e 14% de silte e argila. O diâmetro médio da amostra RM 04 é de 169,748 μm (Tabela 06) e representa uma areia fina pobremente selecionada, onde esta fração têm 44%, seguido de 6% de sedimentos entre areia média a grossa e 20% de areia muito fina (Figura 25C), compondo finalmente 13% de silte e argila.

Figura 25: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 01, B amostra RM 05 e C amostra RM 04.

A análise mostra que a amostra RM 06 está livre de sedimentos muito finos, com apenas 1% de areia muito fina, são predominantes 47% de areia fina e 53% de areia média contendo um pouco de areia grossa. O diâmetro médio dos grãos é de 257,241 μm, onde prevalecem areias médias a finas, bem selecionadas (Figura 26A). Este padrão de granulometria de areia média se mantém em RM07, com diâmetro médio de 309,217 μm, que tornam-se moderadamente selecionadas, sendo 61% nesta granulometria (Tabela 06). A areia

muito fina está ausente, e a areia fina representa 28%, com 2% de silte e argila e 9% de areia grossa (Figura 26B).

Figura 26: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 06 e em B amostra RM 07.

Deste mesmo modo, a amostra RM08 é inteiramente composta por areia média, bem selecionada, onde grânulos areia média e acima desta perfazem 95% da amostragem, mostrando um diâmetro médio de 416,228 μm. Apenas 5% da amostra é de areia fina, não contendo areia muito fina, silte ou argila (Tabela 06). Este dado mostra a dificuldade que tivemos em obter conteúdo de areia muito fina e areia fina para a separação de minerais pesados para análise (Figura 27A). A amostra RM 09 possui diâmetro médio dos grãos em 289,276 μm e é representada por areia média, moderadamente selecionada. As frações média a grossa são 64% da amostra, o conteúdo de areia fina é de 32% e apenas 1% de conteúdo de areia muito fina, sendo 3% de silte e argila (Figura 27B).

Figura 27: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 08 e em B amostra RM 09.

A amostra RM 10 é composta por areia média bem selecionada com diâmetro médio de 402,260 μm . A amostra consiste de 74% de areia média, 23% de areia grossa, e apenas 4% dos sedimentos em areia fina, estando ausente a fração areia muito fina (Figura 28A). Na amostra RM 11 o diâmetro médio dos grãos é 129,8 μm que representa areias finas, quase muito finas e moderadamente selecionadas (Tabela 06), com 52% de areia fina e 42% de areia muito fina. Apenas 2% é relativo a sedimentos em areia média e 4% de silte e argila (Figura 28B). Finalmente, em RM 12, os sedimentos possuem granulação média, próxima a granulação fina, moderadamente selecionadas com diâmetro médio de 261,639 μm , sendo que 54% são areia média e 42% são areia fina, e 2% de areia grossa. Apenas 1% do sedimento corresponde a fração areia muito fina e 2% a silte e argila.

Figura 28: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 10, B amostra RM 11 e C amostra RM 12.

6.3. Mineralogia essencial das areias

As areias do Madeira são ricas em feldspato com média de 60% deste mineral, seguido de média de 36% de grãos de quartzo de 4% de fragmentos de rocha. O feldspato ocorre com maior percentual em RM 12, onde compõe 67% da amostra e sua mínima é em RM 02, com 49%, o que ainda lhe confere quase 50% do total. O quartzo varia com máxima de 46% em RM 02 e mínima de 27% em RM 12. Os fragmentos de rocha variam entre 2% e 6% ao longo do rio, com destaque para a amostra RM 01, aonde chega a 10% (Tabela 07).

Tabela 07: Frequência relativa de fragmentos de rocha, quartzo e feldspato das areias das barras ativas do rio Madeira.

	Fragmento de rocha % (L)	Quartzo % (Q)	Feldspato % (F)	Total de grãos	Razão L/F	Razão F/L
RM 03	10	36	55	200	0,18	5,5
RM 02	6	46	49	200	0,12	8,1
RM 01	6	45	50	200	0,12	8,3
RM 05	4	40	56	200	0,05	14
RM 04	3	37	61	200	0,05	20,3
RM 06	4	40	57	200	0,07	14,2
RM 07	2	35	63	200	0,03	31,5
RM 08	4	36	61	200	0,06	15,2
RM 09	2	34	65	200	0,03	32,5
RM 10	2	32	66	200	0,03	33
RM 11	3	32	66	200	0,04	22
RM 12	5	27	69	200	0,07	13,8
Média	4	36	60			

As areias do rio Madeira são feldspáticas (Figura 29), e é muito comum que os grãos deste mineral apresentem alteração parcial nas bordas dos grãos ou internamente ao longo da geminação, e alguns grãos estão totalmente alterados. Os grãos são de feldspato potássico e plagioclásio, com geminação albita, microclínio, sendo que na maioria é difícil distinguir qual geminação, pois a mesma não apresenta padrão regular. Os grãos de feldspatos são angulosos, prismáticos e arredondados, em geral maiores que os grãos de quartzo.

A razão L/F, que relaciona os fragmentos de rocha com o feldspato é menor que 1 para todas as amostras. Já a razão F/L, varia entre 5,5 (RM 03) e 32,5 RM 09 (Tabela 07). Os valores comparados ao diagrama de Dickinson (1985) mostram que estas areias são

provenientes de blocos continentais, de ambiente tectônico de embasamento soerguido, muito próximo de ambientes de transição continental (Figura 30).

Figura 29: Composição mineralógica das areias das barras ativas do baixo rio Madeira, segundo diagrama de Folk (1968).

Figura 30: Diagrama triangular dos dados de mineralogia essencial das areias do baixo rio Madeira de acordo com a proveniência tectônica. Baseado em Dickson (1985).

6.4. Análise quantitativa de tipos de quartzo e qualitativa de fragmentos de rocha

6.4.1. Tipologia de quartzo

Para a análise de tipologia de quartzo é observado um aumento do número de grãos euédricos-subédricos em RM 10, aonde estes chegam a 21%, um número bem maior em comparação a média desta categoria, que é de apenas 6% (Tabela 08). Associada a este dado temos também a categoria muito anguloso, que perfaz 30% da amostra, que somada à categoria anterior compõe 51% do total da amostra. Em RM 08, assim como na amostra anterior, os valores para grãos mais angulosos são altos, sendo que a soma das médias das categorias Qa1, Qa2, Qb1 e Qb2 chega a perfazer 47% da amostra (Figura 31). Aqui prevalecem os grãos muito angulosos (Qa2), com 39% (Tabela 08).

São mais abundantes grãos nas categorias anguloso-subanguloso (Qa3 e Qb3) e subarredondado-arredondado (Qa4 e Qb4), onde estes apresentam média de 37% e 38% respectivamente (Tabela 08). Na amostra RM 09 os grãos Qa1 representam apenas 3% e Qa2 tem 4%, valores, enquanto que Qa3 e Qa4 mostram valores muito superiores, de 40% e 49%, estes dados mostram um claro predomínio de grãos mais arredondados (Tabela 08). O mesmo acontece em RM 12 onde Qa1 e Qa2 possuem 3% e 2%, e Qa3 e Qa4 são compostos de 33% e 56%, respectivamente. As amostras RM 01, RM 06 e RM 07 apresentam valores muito baixos para grãos arredondados, sendo 3% de Qa1 e 7% de Qa2 em RM 01, 5% de Qa1 e 7% de Qa2 em RM 06 e 3% de Qa1 e 8% de Qa2 em RM07 (Tabela 08).

Tabela 08: Frequência relativa dos tipos de grãos de quartzo encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.

	Qa 1	Qa 2	Qa 3	Qa 4	Qa 5	Qb 1	Qb 2	Qb 3	Qb 4	Qb 5	N
RM 03	4	10	39	47	0	0	0	0	0	0	304
RM 02	6	26	46	20	1	0	0	0	0	0	300
RM 01	3	7	41	48	0	0	0	0	0	0	300
RM 05	7	31	43	18	0	0	0	0	0	0	306
RM 04	6	25	43	25	1	0	1	0	0	0	303
RM 06	5	7	38	49	1	0	0	0	1	0	305
RM 07	3	8	35	51	3	0	0	0	0	0	300
RM 08	7	39	33	18	2	0	1	0	0	0	299
RM 09	3	4	40	49	3	0	0	0	1	0	306
RM 10	21	30	26	22	1	0	0	0	0	0	309
RM 11	5	19	31	40	2	0	2	1	0	0	306
RM 12	3	2	33	56	3	1	0	1	0	0	303
MÉDIA	6	17	37	37	1	0	0	0	0	0	

Q = quartzo, a = monocristalinos, b = policristalinos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado. N=número de grãos contados.

Figura 31: I) Frequência relativa dos tipos de quartzo ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de quartzo. Q = quartzo, a = monocristalinos, b = policristalinos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado.

6.4.2. Fragmentos de rocha

A análise de fragmentos de rocha foi realizada em microscópio petrográfico. Como fragmentos de rochas foram identificados: arenito, quartzito, granitóides e xistos (Figura 32).

Fragmentos de arenito são os mais abundantes e, em geral, são maciços, incolores a amarelados e apresentam superfície impregnada de capa ferruginosa, com formas angulosas. Seguidos pelos fragmentos de quartzito que se apresentam incolores, angulosos a arredondados. Também, com considerável abundância, ocorrem fragmentos de rochas granitóides, os quais foram inferidos a partir da presença de grão composto de quartzo e feldspato, eventualmente associado a micas. Nesta categoria também estão incluídos os fragmentos que contém: 1) feldspato, hornblenda, biotita e quartzo, 2) biotita e hornblenda e 3) hornblenda e quartzo, 4) biotita, feldspato, e 5) hornblenda, turmalina e quartzo. Finalmente, menos abundantes são os xistos e mica-xistos que foram identificados pela grande quantidade de micas aglomeradas e orientadas. Fragmentos de rochas metamórficas podem ser deduzidos a partir das associações de epídoto e quartzo monocristalino, epídoto e micas, epídoto e quartzo policristalino, estaurólita e quartzo e quíastólita e quartzo policristalino. Foram encontrados grãos com microestruturas, como grão de quartzo envolvido por mica com aspecto sigmoidal.

Figura 32: Fragmentos de rocha encontrados nas areias das barras recentes do rio Madeira. a) grão de feldspato agregado em nicóis descruzado, b) cristais agregados de pelito em nicóis cruzado, c) fragmento contendo feldspato e epídoto, em nicóis descruzado d) quartzo com andaluzita, em nicóis cruzado e) fragmento arredondado de grãos de quartzo arredondados em nicóis descruzado, f) grão de quartzo policristalino em nicóis descruzados, g) cristal de feldspato, h), quartzo envolto por mica em estrutura metamórfica em nicóis descruzados.

7. DISCUSSÕES

As areias do rio Madeira variam entre finas a médias, de limpas até 16% de silte e argila (Tabela 06). As amostras que se apresentam mal selecionadas são aquelas cujo diâmetro médio corresponde à areia muito fina. Isto se deve a presença de maiores volumes de silte e argila nestas amostras. Mostra-se mais representativa para o estudo de minerais pesados o intervalo granulométrico areia fina, pois este está presente em todas as amostras analisadas, enquanto que o intervalo areia muito fina ocorre com volumes muito baixos em algumas amostras. As amostras com domínio de areia fina ocorrem próximo à cidade de Porto Velho, nas cinco primeiras amostras até a cidade de Humaitá (AM), e voltam a ocorrer nas duas últimas amostras próximas a desembocadura do rio Amazonas. Estas areias geralmente são pobremente selecionadas, com exceção de RM 02, RM 11 e RM 12, que são moderadamente selecionadas. As areias médias começam a prevalecer na amostra RM 06, situada ao fim de um trecho retilíneo do rio depois da cidade de Humaitá (AM), mantendo-se até RM 10, o que configura cinco amostras. Estas areias variam de bem selecionadas a moderadamente selecionadas, com predomínio para o primeiro, sendo as mais pobremente selecionadas aquelas com maior conteúdo de silte e argila. Estes resultados mostram uma variação granulométrica no rio Madeira, com areias que se tornam mais grossas na porção compreendida entre os rios Ji-Paraná, Manicoré e Aripuanã, o que se coaduna com o fato de que esses tributários apresentam domínio de areias médias a grossas (Queiroz, Horbe e Moura, 2011). Há neste contexto indicio que esta bacia de drenagem influencia a carga sedimentar do Madeira, esses rios drenam terrenos metamórficos e ígneos da Suites Intrusivas Serra da Providencia e São Romão, Complexo Jamari, as vulcânicas do Grupo Colíder e granitos rondonianos associados, além dos terrenos sedimentares do Grupo Alto Tapajós e das formações Alter do Chão e Iça. Os minerais pesados transparentes e não micáceos do Madeira apresentam razoável diversidade mineralógica, sendo que vários deles possuem paragêneses específicas que podem estar associadas a estas formações geológicas como é discutido a seguir.

A princípio, para encontrar estas vinculações, foi utilizado o Quadro 1 que sumariza os principais minerais pesados encontrados nesta pesquisa correlacionados a seus litotipos geradores, baseado em informações fornecidas por Mange e Maurer (1992), Deer, Howie e

Zussman (1982), Julinani (2008). A paragênese metamórfica encontrada é representada pela associação de andaluzita, sillimanita, estauroлита, granada, a série antofilita-gedreita e o epídoto. Por outro lado, caracterizam fortemente uma paragênese vulcânica os minerais de augita e ferrissialita, enquanto fontes graníticas têm seus principais representantes na cassiterita, titanita e hornblenda.

Após a entrada do rio Ji-Paraná no Madeira, ocorre um aumento significativo no conteúdo de anfibólio cálcico (RM 01), que passa a compor mais da metade do conteúdo de minerais pesados (fração areia fina, AF), granulometria esta que é dominante neste ponto. O aumento da proporção deste mineral configura uma fonte de contribuição mais ígnea para o sedimento e fortemente ligada a entrada deste tributário. O rio Ji-Paraná corta rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, que consiste de hornblenda-biotita monzogranitos intrudidos no Complexo Jamari, que é uma associação de rochas ortoderivadas polideformadas e meta-ígneas, com bandas máficas dominadas por hornblenda, biotita e epídoto (Rizzoto *et al.*, 1995; Quadros e Palmeira, 2011b).

Quadro 1: Relação entre mineral e provável gênese (Mange e Maurer, 1992; Deer, Howie e Zussman, 1982 e Juliani, 2008).

MINERAL	PARAGÊNESE
Andaluzita	Mineral típico de metamorfismo, mais comum em rochas pelíticas de auréolas em metamorfismo de contato de rochas ígneas. Comum em gnaisses e xistos. Pode ocorrer em metamorfismo regional de baixo grau, próximo a anfibolito, no limite da cianita. A cristalização é influenciada principalmente pelo quimismo da rocha, temperaturas e pressão adequados. Pode ocorrer associada a hidrotermalismo.
Anfibólio Cálculo (hornblenda, tremolita, actinolita)	Tremolita é comum em metamorfismo regional ou termal de dolomitos, podendo ser associada a metamorfismo regional de baixo grau. Actinolita gerada em metamorfismo regional de baixo grau, em xistos derivados de rochas básicas e em paragéne de alta pressão junto com o anfibólio sódico azul. Formada metamorfismo regional ou de contato de calcários impuros. Hornblenda em intrusões ígneas intermediárias, ácidas e alcalinas. Em algumas rochas ultra-máficas. A variedade oxihornblenda é presente em vulcânicas, basaltos, traquitos, andesitos, basanitos, etc. A variedade rica em titânio ocorre em vulcânicas alcalinas. Em rochas metamórficas de fácies xisto-verde e em parte da fácies granulito.
Epídoto (epídoto, zoizita, clinozoizita)	Zoizita formada no metamorfismo regional de médio grau e característico de granulitos calcico-silicatados e micaxistos. Ocorre em metamorfismo regional de rochas ígneas básicas. Clinozoizita comum metamorfismo regional de baixo e médio grau. Em albíta-actinolita-epídoto-clorita xistos de fácies xisto-verde, vezes em xistos azuis. Algumas rochas básicas têm clinozoizita. Epídoto é índice de zonas albíta-actinolita-epídoto-clorita de fácies xisto-verde. Associado com hornblenda em fácies albíta-epídoto-anfibolita e pode estar presente em hornfels. Comum em rochas ígneas básicas, pode ocorrer em granitos e por processo hidrotermal em vulcânicas. Todos podem ser formados pela alteração de plagioclásio cálcico.
Estaurólita	A estaurólita é um produto exclusivo de metamorfismo regional de médio grau e é formado em micaxistos a partir de sedimentos pelíticos e é menos frequente em gnaisses.
Turmalina	Cristaliza-se em granitos, pegmatitos, veios pneumatolíticos e em metamorfismo de contato ou regional. Em xistos, gnaisses e filitos ela pode ser formada por metassomatismo ou ocorre como recristalização de grãos detríticos.
Zircão	Está presente na maioria das rochas. Sua origem primária se dá em rochas ígneas silicáticas e intermediárias e xenólitos do manto. De forma secundária em areias, rochas sedimentares e metamórficas. Estudos da forma dos grãos de zircão podem servir como indicador de gênese.
Granada	É um mineral comum em uma grande variedade de rochas metamórficas e também está presente em rochas ígneas plutônicas, pegmatitos, variedades ultramáficas e algumas vulcânicas ácidas.
Ortopiroxênios (ferrosilita, enstatita)	A enstatita é constituinte de rochas ultramáficas como peridotitos, piroxenitos, harbugitos, lherzolitos, serpentinitos, etc. Aparece em rochas meta-máficas e raramente em granulitos. A ferrosilita é comum em rochas ígneas extrusivas e intrusivas básicas a intermediárias (gabros, noritos, basalto, andesito e dacitos). Aparece em alguns granitos e sienitos. Pode ocorrer em metamórficas como charnoquitos, ferrosilita granulitos, ferrosilita anfibolitos e gnaisses. Pode ser formar em alguns hornfels.
Clinopiroxênio (augita, diopsídio)	Piroxinitos e rochas ultrabásicas tem diopsídio na composição. Pode ocorrer em basaltos alcalinos, andesitos, magmas sub-alcalinos e nódulos ultra-básicos de rochas básicas. Hederbergita ocorre em algumas rochas ígneas alcalinas e ácidas. Formados em metamorfismo regional ou de contato em sedimentos ricos em Ca e comuns em xistos de origem ígnea e sedimentar ricos em Ca e Mg. Augita em rochas ígneas ultramáficas e intermediárias e comum em gabros, doleritos, andesitos, basaltos e alguns peridotitos. Menos frequente em rochas metamórficas, encontrado em gnaisses escuros e granulitos.
Anfibólitos (antofilita, gedrita)	É um mineral típico de rocha metamórfica e aparece em anfibolitos, gnaisses e granulitos, bem como em rochas ultrabásicas de metamorfismo regional. Metassomatismo de Mg e Fe em sedimentos argiláceos formam estes minerais.
Titanita	Característica de rochas plutônicas insaturadas e intermediárias. Pode se formar em pegmatitos e veios de baixa temperatura tipo Alpino. São raras em rochas vulcânicas. Ocorre em xistos, granito-gnaisses, anfibolitos e rochas calcico-alcalinas impuras metamorfizadas.
Rutilo	É um mineral indispensável em rochas metamórficas, particularmente em xistos, gnaisses e anfibolitos. Em geral provém de metamorfismo regional de alto grau. É menos comum em rochas ígneas. Pode ser autigênico crescendo do entorno de outros minerais ricos em Ti.
Sillimanita	É cristalizada em metamorfismo de alta temperatura, em sillimanita-cordierita gnaisses e biotita-sillimanita hornfels. Também está presente em rochas de fácies granulito. Formada em rochas de alto grau de metamorfismo regional.
Topázio	Sua formação primária se dá em granitos, pegmatitos e greisens. Pode se formar em rochas metamórficas a partir do metassomatismo.
Monazita	É um mineral acessório de rochas graníticas. É raro em xistos metamórficos, gnaisses e granulitos. É um mineral resistente ao intemperismo.
Dumortierita	Ocorrem em pegmatitos, aplitos e veios de quartzo. Também presente em alguns quartzitos, granito gnaisses e micaxistos, bem como em alteração hidrotermal de rochas quartzo feldspáticas.
Espinélio	A variedade rica em cromo é comum em rochas ultramáficas. Outras variedades ocorrem em xistos ricos em alumínio de alto grau de metamorfismo, granitos granulitos e gnaisses, bem como auréolas de contato. É um mineral resistente ao intemperismo.
Cassiterita	É um constituinte na maioria das rochas ígneas silicáticas. Veios hidrotermais em granitos e como acessório primário em granitos, além de veios hipotermiais. Formada pela precipitação em baixa temperatura. É um mineral resistente ao intemperismo.

A composição global do sedimento de um rio pode variar como resultado da inclusão de novas fontes de sedimento trazidas pelos tributários (Johnsson, 1993). Ao longo do Madeira, destacam-se duas grandes bacias, uma mais a montante proveniente dos Andes e da

bacia de antepaís formada pelos rios Madre de Dios, Beni e Mamoré, e a outra mais a jusante formada pelos afluentes Ji-paraná, Manicoré e Aripuanã. A expressiva ocorrência de andaluzita em grãos angulosos ao longo de todo médio e baixo Madeira aponta que suas fontes devem estar nos terrenos drenados por suas bacias distributárias, ainda que não tenha sido relatada sua presença nas rochas da porção sudeste do cráton, nem na Cordilheira Central e bacias antepaís dos rios Madre de Dios, Beni e Mamoré. Grandes volumes deste mineral (Tabela 2, Figura 9) ocorrem desde os pontos mais à montante, alcançando 93% da amostra RM 08 (AF), próximo à cidade de Manicoré, na entrada de rio homônimo. Este aumento significativo sugere proveniência vinda das rochas que são drenadas pelo rio Manicoré, sendo: sedimentares do Grupo Alto Tapajós e Formação Içá, vulcânicas do Grupo Colíder e ígneas das Suítes Intrusivas Serra da Providência e São Romão. Esta última intrusiva é metamorfizada em fácies xisto-verde a anfibolito, cuja mineralogia inclui alguns dos minerais encontrados neste trabalho, como a hornblenda, titanita, zircão e epidoto (Rizzoto *et al.* 2005). A variedade límpida da andaluzita tem leve predomínio nas amostras ao longo de todo curso médio e baixo Madeira, com exceção para os pontos RM 08 e RM 10, onde as quistolíticas são mais representativas. Deste modo, é possível que a fonte destes dois pontos esteja vinculada às rochas drenadas pelos afluentes Manicoré e Aripuanã, cujo contexto geológico assemelha-se ao encontrado na Província Tapajós, onde andaluzita está associada a hidrotermalismo e mineralizações de ouro (Juliani *et al.*, 2005). Porém, valores altos (RM3), próximo a Porto Velho, apontam também proveniência da andaluzita a partir dos tributários mais a montante. Os dados apresentados não são suficientes para demonstrar quais destas bacias de drenagem são as mais importantes na variação da carga sedimentar do rio Madeira, já que não foi feita uma avaliação deste rio à montante nem dos seus principais afluentes. O grande volume de andaluzita em todo o trecho do Madeira, desde Porto Velho até a desembocadura demonstra que este mineral é continuamente repostado na carga sedimentar deste rio e sugere que existam diversas fontes que originaram este mineral.

Mais de 50% dos grãos de zircão encontrados no rio Madeira apresentam formas arredondadas. Como o zircão é um dos minerais mais resistentes aos processos químicos e físicos que atuam sobre a superfície terrestre e pode sobreviver a vários ciclos de sedimentação (Morton, 1985), a morfologia arredondada atribui uma proveniência sedimentar ou metassedimentar, pois o zircão na maioria dos arenitos é representado predominantemente

por grãos arredondados ou angulares, enquanto grãos euedrais ocorrem subordinadamente (Mange e Maurer, 1992). Grande volume de zircão arredondado nos sedimentos do rio Madeira remete a uma contribuição de áreas sedimentares para estas areias, que pode ser associada ao Grupo Alto Tapajós e a Formação Içá, bem como aos sedimentos de terraço fluvial. Forte contribuição ígnea e metamórfica é confirmada pela grande quantidade de grãos angulosos e euedrais, que somados chegam a um máximo de 49% de grãos próximo da divisa Rondônia-Amazonas. A tipologia de quartzo confirma a alta contribuição de sedimentos de proveniência ígnea devido a grande quantidade de quartzo monocristalino anguloso, enquanto a metamórfica foi deduzida pela presença de grãos policristalinos e sedimentar, em grãos arredondados.

A presença de augita e ferrosilita, mesmo que em pequenas quantidades, evidenciam uma fonte ígnea extrusiva, rochas vulcânicas, basaltos, andesitos, grabros, entre outras. A presença destes minerais tem um discreto aumento próximo à entrada do rio Aripuanã (RM 10), numa possível influência deste afluente drenando os terrenos vulcânicos do Grupo Colíder. Porém, dados não publicados cedidos com exclusividade pelo Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior (amostras MAO – Figura 2), estudando a confluência dos rios Madeira e Amazonas, mostram que estes dois minerais estão vinculados a uma proveniência andina, e predominam nas águas do rio Amazonas, enquanto que os sedimentos do Madeira, próximo a desembocadura, são mais ricos em andaluzita e hornblenda, o que condiz com os resultados deste trabalho. Esta hipótese é corroborada por Guyot, Jouanneau e Wasson (1999), ao estudarem a carga de fundo do rio Madeira em território boliviano, estes autores consideram que o material grosseiro proveniente dos Andes não contribui efetivamente para carga sedimentar do Madeira pelo fato do mesmo se acumular no sopé das montanhas, e apenas os sedimentos finos serem transportados para a Amazônia.

Os tributários de Madeira não apenas contribuem com a carga sedimentar do rio Madeira, como também atuam como um controlador hidráulico, como pode ser inferido no ponto RM 10, próximo a cidade de Novo Aripuanã (AM), que drena, assim como o Manicoré, os sedimentos do Grupo Alto Tapajós e Formação Içá, vulcânicas do Grupo Colíder e ígneas das Suítes Intrusivas Serra da Providência e São Romão. Neste ponto, a areia tem granulação média a grossa, e só se torna mais fina nos dois últimos pontos de coleta (próximo a desembocadura). O rio Aripuanã parece atuar como um refreador, que retém os grânulos mais

grossos, porém a ausência de amostragem nos afluentes nesse trabalho torna mais difícil afirmar se estes sedimentos mais grossos seriam provenientes do Aripuanã, ou se seriam do próprio Madeira, mas é evidente que a influência existe.

Nosso trabalho demonstra que a composição da assembleia de minerais pesados do rio Madeira (muito rica em andaluzita) varia em relação à do sistema Solimões-Amazonas, mais rica em piroxênios (Landim *et al.*, 1983). Dados de Ana Maria Góes (não publicados), em amostras coletadas no rio Amazonas antes (PV 118) e depois da confluência (PV 141) destes rios, mostram que a andaluzita não ocorre no rio Amazonas antes da confluência aparecendo apenas depois com valores significativos, o que evidencia influência da carga sedimentar do rio Madeira na do rio Amazonas. Consonante com estes dados estão os cedidos por Daniel Rodrigues do Nascimento Junior (não publicados), cuja análise realizada na confluência destes dois rios demonstra valores similares para a andaluzita em amostras no rio madeira, que se mantém, com 29% logo após a confluência (MAO 30A) e que decai variando entre 2% e 5% nas demais amostras ao longo do Amazonas.

8. CONCLUSÕES

O baixo curso do rio Madeira apresenta em seus sedimentos forte assinatura de rochas ígneas e metamórficas, vista em uma assembleia de minerais pesados constituída predominantemente por andaluzita, seguida de zircão, hornblenda, estauroлита, epídoto, turmalina, rutilo e granada. Com menor frequência ocorrem clinopiroxênios (principalmente augita), ferrisilita, que remetem a fontes vulcânicas geralmente associadas à origem andina. Finalizando com minerais de menor ocorrência como a titanita, gedreita-antofilita e sillimanita, além de dumortierita, cassiterita, topázio, espinélio e monazita como traço.

A andaluzita, nas variedades límpida e quiastolita, atua como importante marcador mineral dentro dos sedimentos do rio Madeira, pois diferencia a assembleia de minerais pesados deste rio daquela do sistema Solimões-Amazonas, marcada pelo predomínio de piroxênios. Ainda que haja esta diferenciação de assinatura torna-se difícil inferir a fonte de origem da andaluzita, tendo em vista que esta não é descrita para rochas do Cráton

Amazônico, bem como para as da Cordilheira Central e a bacia de antepaís andinas, onde se situam a nascente do Madeira. Além disso, este mineral marca a atuação do rio Madeira fornecendo sedimentos para o rio Amazonas.

A contribuição de rochas cristalinas máficas é bem visualizada pela presença de hornblenda, que pode ser associada a uma grande variedade de rochas ígneas do cráton, principalmente a Suíte Intrusiva Serra da Providência, que pode estar somando junto aos provenientes da região andina. Também associadas à proveniência andina estão os clinopiroxênios augita e ferrisilita, de petrogênese relacionada a rochas vulcânicas e podem ter sua origem nas rochas do Grupo Colíder.

A análise de tipologia de zircão indica fontes sedimentares e metassedimentares em grãos arredondados, bem como fontes ígneas e metamórficas para grãos euédricos e angulosos, principalmente na porção do rio Madeira localizada após a entrada do afluente Manicoré, o que indica fontes próximas. Além disso, estas fontes parecem contribuir em proporções muito próximas, dado o equilíbrio com que estas morfologias ocorrem na porção mais a montante, o que é reforçado pelos resultados de tipologia de quartzo.

As areias do Madeira são arcóseos com granulação fina a média, sendo a primeira pobre a moderadamente selecionada e bem a moderadamente selecionada respectivamente. A fração média está restrita a região entre os três principais afluentes da margem direita do rio Madeira, sendo Ji-Paraná, Manicoré e Aripuanã. Estes rios parecem contribuir com a composição das areias, trazendo para o rio Madeira sedimentos provenientes do Cráton Amazônico, porém faz-se necessária a realização de estudos nestes afluentes, bem como na porção situada a montante deste rio, para se atestar esta hipótese.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMY, A., DANTAS, M. E. Complexo hidrelétrico rio Madeira – Geomorfologia setor Jirau. Porto Velho: CPRM-SGB Residência de Porto Velho, 80 p., 2004.

ANDRADE, C. D. *Análise pluviométrica da bacia transfronteiriça do Rio Madeira*. 2008. Dissertação (Mestrado) – Instituto Alberto Luiz Coimbra de pós-graduação e pesquisa de engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ANDRADE, C. D.; AZEVEDO, J. P. S. de; FREITAS, M. A. V. Análise pluviométrica da bacia de transfronteiriça do rio Madeira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19., 2011, p. 1 – 20.

BAHIA, R. B. C. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra do Pacaás Novos, Oeste de Rondônia*. 1997. Tese (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

BASU, A.; YOUNG, S. W.; SUTTNER, L. J.; JAMES, W. C.; MACK, G. H. Re-avaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 873 – 882, 1975.

BETTENCOURT, J. S.; LEITE Jr., W. B.; PAYOLLA, B. L.; SCANDOLARA, J. E.; MUZZOLON, R.; VIAN, J. A. J. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., 1997. Salvador. *Excursions Guide...* Salvador: CBPM/SGM, 1997. p. 3 - 31

DECOU, A., VON EYNATTEN, H. MAMANI, M., SEMPERE, T., WÖRNER, G. Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15-18°S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the Central Andes. *Sedimentary Geology*, v. 237, p. 55 – 72, 2011.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. *Rock-forming minerals*. Bath: Longman, 1982. V. 1A, 919 p.

DICKINSON, W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 695 – 707, 1970.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G. G. *Provenance of Arenites*. Dordercht, D. Reidel Publisher Co., p. 333 – 361, 1985.

FILIZOLA, N.; SPÍNOLA, N.; ARRUDA, W.; SEYLER, F.; CALMANT, S.; SILVA, J. The Rio Negro and Rio Solimões confluence point – hydrometric observations during the

2006/2007 cycle. In: VIONET *et al.*,. River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM, 2009, p. 1003 – 1006.

FISCH, G., MARENGO, J. A., NOBRE, C. A. Clima da Amazônia. *Instituto de Pesquisa Espacial* – MCT/IMPE/CPTEC, Cach. São Paulo, p. 24 – 41, 1996.

FOLK, R. L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing Company, 1974. 184p.

FRASCA, A. U.; BORGES, F. R. Geologia e Recursos Minerais Folha Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-A. Projeto Província Mineral de Alta Floresta – PLGB. Brasília: CPRM, 2004.

FREITAS, F. M., VERGASTA, L. A., OLIVEIRA, R. A., CORRÊA, F. W. S., PAREIRA, P. A., SILVA, J. S., CALMANT, S., SEYLER, F. Análise sazonal da precipitação e nível de água utilizando dados do produto Merge e satélite ENVISAT na bacia do rio Madeira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16., 2013. Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: INPE, 2013. p. 5620 – 5627.

GUYOT, J. L., JOUANNEAU, J. M., WASSON, J. G. Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). *Journal of south American earth sciences*, v.12, p. 401 – 410, 1999.

JOHNSSOM, M. J., STALLARD, R.F., LUMDBERG, N. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Journal of Geology*, v. 103, p. 1622 – 1647, 1991.

JOHNSSON, M. J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: JOHNSSON, M. J., BASU, A. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. The Geological Society of America, Special Paper, 284, 1993. p. 1 – 19.

JULIANI, C. *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque e na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP*. 1993. 1v, Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

JULIANI, C.; RYE, R. O.; NUNES, C. M. D.; SNEE, L. W.; SILVA, F. H. C.; MONTEIRO, L. V. S.; BETTERN COURT, J. S.; NEUMANN, R.; ALCOVER NETO, A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p. 95 – 125, 2005.

LANDIN, P.M.B., BOSIO, N.J., WU, F. T. & CASTRO, P.R.M. Minerais pesados provenientes do leito do rio Amazonas. *Acta Amazônica*, 13, 51-72, 1983.

LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, v. 101, p. 130 – 145, 2008.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. *Geomorphology*, v. 70, p. 187 – 206, 2005. Disponível em: < www.elsevier.com/locate/geomorph>. Acesso em: 06 fev. 2013.

LIHOU, J. C., MANGE-RAJETZKY, M. A. Provenance of Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sedimentary Geology*, v. 105, p. 141 – 157, 1996.

LOBATO, F. P. N. S.; APPEL, L. E.; GODOY, M. C. F. T. de; RITTER, J. E. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. p. 191.

LYONS, W.B., BIRD, D. A. Geochemistry of the Madeira River, Brazil: comparison of seasonal weathering reactions using a mass balance approach. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n.1, p. 97 – 101, 1995.

MAIA, R. G. N.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S. F.; HOLANDA, M. A. de; COSTA, J. de A. Projeto Carvão no Alto Solimões. Manaus: CPRM, 1977, v. 11.

MANGE, M. A., MAURER, H. F. W. Heavy minerals in colour. London: Chapman & Hall, 1992. 147p.

MANGE, M. A., OTVOS, E. G. Gulf coastal plain evolution in West Louisiana: Heavy mineral provenance and Pleistocene alluvial chronology. *Sedimentary Geology*, v. 182, p. 29 – 57, 2005.

MANGE, M.A., WRIGHT, D. T. High-Resolution Heavy Mineral Analysis (HRHMA) a brief summary. *Developments in Sedimentology*, v. 58, p. 433 – 436, 2007.

MANGE-RAJETZKY, M. A. Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequence using high-resolution heavy mineral analysis, a case study; the Triassic of the Central Graben. In: DUNAY, R. E.; HAILWOOD, E. A. *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. Geological Society Special Publication, 1995. n. 89, p. 23 – 30. Disponível em: <<http://sp.lyellcollection.org/>> Acesso em: 12 jan. 2013.

MARTINEZ, J. –M.; CARRETIER, S.; SANTOS, R.V. The Hydrology, geochemistry, and dynamics of South American great river systems. *Journal of South American Earth Sciences*. p. 1 – 3, 2013. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.01.003>>. Acesso em: 13 fev. 2013.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 90, p. 241-256, 1994.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 124, p. 3-29, 1999.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. *Developments in Sedimentology*, v. 58, p. 215-245, 2007.

NICHOLAS, A. Morphodynamic diversity of the world's largest rivers. *Geology*, v.41, p.475-478, 2013.

NUNES, D. D., SILVA, J. M., LINHARES, D. P., LOBATO, L. C. H., ASSUNÇÃO, A. G., MOURA, R. C. Análise e caracterização das condições climáticas inerentes ao projeto hidrovía-hidrelétrica do Alto Madeira – RO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: 2002. p. 13 – 22.

PAYOLLA, B. L. *As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica*. 1994. 145p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

PAYOLLA, B. L., BETTENCOURT, J. S., KOZUCH, M., LEITE Jr., W. B., FETTER, A. H., VAN SCHMUS, W. R. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, v.119, p. 141 – 169, 2002.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 23, p. 117 – 119, 1953.

QUADROS, M. L. E. S., SILVA FILHO, E. P., REIS, M. R., SCANDOLARA, J. E. Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, estado de Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996. Belém. SBG/NO, 1996. p. 242-245.

QUADROS, M. L. E. S., PALMEIRA, L. C. M. Domínios e subdomínios estruturais da folha Rio Machadinho, sudoeste do Cráton Amazônico, Rondônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 13., 2011. Campinas. SNET, 2011a, p. 178 – 181.

QUADROS, M. L. E. S., PALMEIRA, L. C. M. Caracterização petrográfica e novos dados geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd) do Complexo Jamari, folha Rio Machadinho, Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 13., 2011. Boa Vista. 2011b.

QUEIROZ, M. M. A.; HORBE, A. M. C.; MOURA, C. A. V. Mineralogia e química dos sedimentos de fundo do médio e baixo Madeira e de seus principais tributários – Amazonas – Brasil. *Revista Acta Amazonica*, v. 41(4), p. 453-464, 2011. Disponível em: <<http://acta.inpa.gov.br/fasciculos/41-4/BODY/v41n4a03.html>>. Acesso em: 13 fev. 2013.

REIS, N. J. Projeto rochas carbonáticas de Apuí – AM. Informe de recursos minerais. Série Insumos Minerais para a Agricultura. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Manaus, 2006. 50p.

REMUS, M. V. D.; SOUZA, R. S.; CUPERTINO, J. A.; DE ROS, L. F. DANI, N. VIGNOL-LELARGE, M. L. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. Revista Brasileira de Geociência. SBGEO, v. 38, n. 2, p. 166 – 185, 2008. Disponível em: <<http://www.sbgeo.org.br>>. Acesso em: 18 set. 2012.

RIZZOTTO, G. J., QUADROZ, M. L. E. S. Geologia do sudeste do Cráton Amazônico. In: HORBE, A. M. C., SOUZA, V. S. Contribuições à geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte. v. 4, p. 69 – 84, 2005.

RIZZOTTO, G. J.; OLIVEIRA, J. G. F. de; QUADROS, M. L. do E. S.; CASTRO, J. M. R. de; CORDEIRO, A. V.; ADAMY, A.; DANTAS, M. E.; MELO JUNIOR, H. R. de. Projeto Rio Madeira. Estudo de viabilidade para implantação de usinas hidrelétricas no rio Madeira. Relatório Parcial AHE Jirau. Porto Velho: CPRM, 2005.

RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. do E. S.; BAHIA, R. B. C.; CORDEIRO, A. V. Folha SC.20-Porto Velho. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEAO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; JESUS, J. D. A. de. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Sistemas de informação Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. CD-Rom.

RIZZOTTO, G. J., SCANDOLARA, J. E., SILVA, C. R., DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J. S., MORAIS, P.R.C. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite-Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; COSTI, H.T. (Eds.). SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1, 1995, Belém. Abstracts Volume. Belém: Universidade Federal do Pará, 1995. p. 67 - 68.

ROMANINI S. J. Geologia e resultados prospectivos da área Rio Branco Alta Floresta, Rondônia. Porto Alegre: CPRM, 2000. 38 p.

ROZO, J. M. G., NOGUEIRA, A. C. R., HORBE, A. M. C., CARVALHO, A. S. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. In: HORBE, A. M. C., SOUZA, V. S. Contribuições à geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte. v. 4, p. 201 – 207, 2005.

RYAN, P. D.; MANGE, M. A.; DEWEY, J. F. Statistical analysis of high-resolution heavy mineral stratigraphic data from the Ordovician of Western Ireland and its tectonic consequences. *Developments in Sedimentology*, v. 58, p. 465 – 489, 2007.

SCANDOLARA, J. E.; RIZZOTTO, G. J.; AMORIM, J. L.; BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L.; SILVA, C. R. Geologia do Estado de Rondônia, 1:1.000.000, Nota Explicativa. CPRM, Porto Velho, 1998, p. 66.

SOUZA, J. O.; FRASCA, A. A. S.; OLIVEIRA, C. C. Geologia e recursos minerais da Província mineral de Alta Floresta (Relatório Integrado). Brasília: CPRM, 2006. p. 177.

SOUZA, S. V.; BOTELHO, N. F. Composição química e isótopos de oxigênio em cassiterita e wolframita nos greisens do albita granito Palanqueta, depósito de estanho Bom Futuri (RO). *Revista Brasileira de Geociências*. SBGEO, v. 39, n. 4, p. 695 – 704, 2009. Disponível em: <<http://www.sbgeo.org.br>>. Acesso em: 5 mar. 2012.

SOUZA FILHO, P.W.M., QUADROS, M.L.E.S., SCANDOLARA, J.E.; SILVA FILHO, E.P.; REIS, M.R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia – Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.24 – 4, p. 69-476, 1999.

SPARREBERGER, I.; BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; WOODEN, J. L. Datação U-Pb convencional versus SHIMP do Maciço Estanífero Santa Bárbara, Suíte Granitos Últimos de Rondônia, Brasil. *Geologia USP: Série Científica*. São Paulo, v. 2, p. 79-94, 2002.

TAL, M.; PAOLA, C. Dynamic single-thread channels maintained by the interaction of flow and vegetation. *Geology*, v.35, p. 347-350, 2007.

TARTOSA, A.; PALOMARES, M.; ARRIBAS, J. Quartz grain types in Holocene deposits from Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: MORTON, A. C.; TODD, S. P.; HAUGHTON, P.D.W. *Developments in sedimentary provenance studies*. London: The Geological Society Special Publication No. 57, 1991. p. 47-54.

TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M.; LAFON, J. M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, J. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. p. 41 – 95.

TEIXEIRA, S. G.; MAIA, M. A. M. Análise da Dinâmica das Margens do Rio Madeira (AM) no período de 1987 a 2007, a partir de imagens de Sensores Remotos Ópticos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009. Natal. *Anais...* Natal: INPE, 2009. p. 1559 – 1566.

VILLAR, R. E.; MARTINEZ, J. M.; Le TEXIER, M.; GUYOT, J. P.; FRAIZY, P.; MENESES, P. R.; OLIVEIRA, E. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 44, p. 45-54, 2013.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	3
3. ASPECTOS GERAIS.....	5
3.1. Características hidrológicas e climáticas.....	5
3.2. Padrões e controle estrutural das drenagens	6
3.3. Contexto geológico.....	9
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
4.1. Aspectos Gerais da Análise Mineralógica.....	15
4.1.1. Minerais Pesados.....	16
4.1.2. Minerais Essenciais.....	19
5. MÉTODOS.....	21
5.1. Análise granulométrica.....	22
5.2. Análise de minerais pesados	23
5.3.1. Tipologia de zircão.....	24
5.3.2. Tipologia de andaluzita	25
5.3. Análise de minerais leves	26
6. RESULTADOS.....	28
6.1. Minerais pesados.....	28
6.1.1. Índice Rutilo-Zircão.....	40
6.1.2. Análise de Tipologia de zircão.....	42
6.1.3. Análise de tipologia de andaluzita	44
6.2. Análise Granulométrica.....	47
6.3. Mineralogia essencial das areias	53
6.4. Análise quantitativa de tipos de quartzo e qualitativa de fragmentos de rocha	55
6.4.1. Tipologia de quartzo.....	55
6.4.2. Fragmentos de rocha	58
7. DISCUSSÕES	59
8. CONCLUSÕES.....	64
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização do rio Madeira desde sua nascente (rios Beni, Mamoré e Madre de Dios) na Bolívia e Peru até sua foz no rio Amazonas. Notar a forte assimetria dos seus afluentes e a planície de inundação deslocada para margem direita do Madeira. (http://www2.demis.nl/mapserver/mapper.asp , acesso em 15/11/2012).....	2
Figura 2: Imagem de satélite com a localização dos pontos amostrados ao longo do baixo Madeira. Imagem Landsat, US Dept of State Geographer - Google Earth, 2013. Acesso em: 03/06/2013.....	4
Figura 3: Mapa morfoestrutural do rio Madeira localizando os três domínios de Quadros <i>et al.</i> (1996), modificado por Souza Filho <i>et al.</i> (1999).	7
Figura 4: Mapa hidro-geológico regional e localização da área de estudo e das amostras coletadas. SIG 2004.	13
Figura 5: Diagrama dos tipos de proveniência tectônica de Dickson (1985).....	21
Figura 6: Categorias de zircão com base na cor, forma e grau de arredondamento. As fotomicrografias referem-se ao mineral presente nas barras do rio Madeira.	25
Figura 7: Categorias criadas para a andaluzita com base na forma, grau de arredondamento e presença ou não inclusões carbonosas. As fotomicrografias referem-se à andaluzita das barras do rio Madeira.	26
Figura 8: Categorias criadas para definição da tipologia de quartzo. As fotomicrografias referem-se a este mineral das barras do rio Madeira.....	27
Figura 9: I) Gráfico com a frequência percentual de andaluzita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) <i>a)</i> andaluzita prismática, alongada, com forte coloração rósea, <i>b)</i> grão de andaluzita fraturado, irregular, <i>c)</i> grão de andaluzita subanguloso-subarredondado, <i>d)</i> grão de andaluzita com inclusão carbonosa com aspecto superficial sujo, <i>e)</i> grão com inclusão carbonosa, irregular, <i>f)</i> andaluzita quiastolítica em prisma alongado em corte paralelo ao eixo <i>c</i> , em <i>g)</i> grão quebrado de quiastolita mostrando inclusões em forma de X característica desta variedade, e <i>h)</i> quiastolita com forma prismática em corte basal. Fotomicrografias com nicóis descruzados.....	30
Figura 10: I) Gráfico com a frequência de zircão ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) <i>a)</i> e <i>e)</i> grãos euedrais de zircão com bipirâmides perfeitas e faces bem definidas; <i>b)</i> e <i>f)</i> grãos subeuedrais com extremidades quebradas irregularmente (notar fratura concêntrica em uma das extremidades na foto <i>b)</i>); <i>c)</i> grão subarredondado; <i>g)</i> grão muito anguloso; <i>d)</i> grão alongado bem arredondado e; <i>h)</i> grão de zircão roxo muito arredondado. Fotomicrografias com nicóis descruzados.	31
Figura 11: I) Gráfico com a frequência de turmalina ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) grãos prismáticos de turmalina com cores rosa, verde e azul (em <i>a</i> , <i>b</i> , <i>c</i> e <i>d</i>), euedrais, alongados e curto (em <i>d</i>), grão arredondado de turmalina avermelha (em <i>e</i>), grãos de turmalina azul arroxeada e vermelha, subarredondado-subanguloso (em <i>f</i> e <i>g</i>) e grão prismático anguloso de turmalina em <i>h</i>). Fotomicrografias com nicóis descruzados.	32

Figura 12: I) Gráfico com a frequência de estaurolita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a*) grão de estaurolita com relevo alto, não pleocróico, anguloso, *b*) grãos anguloso, pouco pleocróico límpido, *c*) grão prismático alongado, com pleocroísmo amarelo – caramelo característico deste mineral, e *d*) grão muito anguloso, alongado e pleocróico com aspecto superficial rugoso, finamente botroidal decorrente de dissolução. Fotomicrografias com nicóis descruzados.33

Figura 13: I) Gráfico com a frequência de anfibólios cálcicos ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *b*) grãos de hornblenda verde oliva e verde bandeira, pleocróicos, sendo o primeiro prismático com bordas serrilhadas decorrentes da clivagem, e o segundo angulosos, com traços de faces e clivagem, e *c* e *d*) grãos de hornblenda marrom, com clivagem onde no primeiro grão é possível observar clivagem. Fotomicrografias com nicóis descruzados.34

Figura 14: I) Gráfico com a frequência de epídoto ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) Grãos de epídoto sendo em *a*) grão de cor verde pistache, fortemente pleocróico, prismático anguloso, com clivagem e superfície com escamas de alteração, *b*) grão com alto relevo e cor verde amarelado, fortemente pleocróico, muito anguloso, *c*) grão angulosos, verde amarelado claro, pleocróico, com bordas serrilhadas, e *d*) grão anguloso, amarelo claro, pouco pleocróico. Fotomicrografias com nicóis descruzados. .35

Figura 15: I) Gráfico com a frequência de granada ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *c*) grãos angulosos de granada rosa e incolor, *b*) grão arredondado de granada incolor, e *c*) grão euedral de granada vermelha. Fotomicrografias com nicóis descruzados.36

Figura 16: I) Gráfico com a frequência de clinopiroxênios ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *d*) grãos de augita verde, sendo o primeiro com cor pálida e anguloso com traços de clivagem e o segundo prismático, *b*) grão de augita rosa, anguloso, alongado segundo clivagem, e *c*) grão de diopsídio rosado em prisma curto. Fotomicrografia em nicóis descruzados.36

Figura 17: I) Gráfico com a frequência de rutilo ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) grãos de rutilo com cor variando de amarelo escuro a marrom escuro e brilho metálico, sendo *a*, *c*, *f* e *g*) grãos geminados, *b* e *d*) grãos arredondados, *e*) grão prismático, alongado com bordas arredondadas, e *h*) grão muito anguloso, semelhante a um caco. Fotomicrografias com nicóis descruzados.37

Figura 18: I) Gráfico com a frequência de ortopiroxênios ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) *a* e *c*) grãos de ferrocilita prismáticos, pleocróicos com cor verde a rosado, *b*) grão anguloso, com pleocroísmo característico, e *d*) grão subarredondado, alongado. Todos os grãos são marcados por clivagem. Fotomicrografias com nicóis descruzados.38

Figura 19: I) Gráfico com a frequência de titanita ao longo do rio Madeira, com montante à esquerda e jusante à direita e II) A titatina apresenta cor amarelo e brilho adamantino (*a* e *b*), em *c*) é possível observar as faces de uma pirâmide, e em *d*) o grão é incolor e anguloso. Fotomicrografias com nicóis descruzados.39

Figura 20: Os minerais da série antofilita-gedreita possuem cor entre marrom rosado (ou pardo) a incolores (<i>a</i> e <i>b</i>). São fibrosos (<i>c</i>), sendo que estas são seguem um padrão e em geral alongados (<i>d</i>). Fotomicrografia em nicóis descruzados.....	39
Figura 21: Gráfico com a variação do índice ZR ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita.....	40
Figura 22: I) Frequência relativa dos tipos de zircão ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de zircão. Z = zircão, a = incolores, b = roxos e róseos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado..	43
Figura 23: I) Frequência relativa dos tipos de andaluzita ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de andaluzita. A = andaluzita, a = límpidas, b = quiastolíticas 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso e anguloso, 3 = subanguloso e subarredondado.....	46
Figura 24: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 03 e B amostra RM 02.	48
Figura 25: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 01, B amostra RM 05 e C amostra RM 04.	49
Figura 26: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 06 e em B amostra RM 07.	50
Figura 27: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 08 e em B amostra RM 09.	51
Figura 28: Curva granulométrica dada pelo volume (%) e tamanho da partícula, em A amostra RM 10, B amostra RM 11 e C amostra RM 12.	52
Figura 29: Composição mineralógica das areias das barras ativas do baixo rio Madeira, segundo diagrama de Folk (1968).	54
Figura 30: Diagrama triangular dos dados de mineralogia essencial das areias do baixo rio Madeira de acordo com a proveniência tectônica. Baseado em Dickson (1985).	54
Figura 31: I) Frequência relativa dos tipos de quartzo ao longo do rio Madeira, montante à esquerda e jusante à direita. II) Gráfico em pizza para frequência média dos tipos de quartzo. Q = quartzo, a = monocristalinos, b = policristalinos, 1 = euédrico e subédrico, 2 = muito anguloso, 3 = anguloso e subanguloso, 4 = subarredondado e arredondado, 5 = muito arredondado.	57
Figura 32: Fragmentos de rocha encontrados nas areias das barras recentes do rio Madeira. a) grão de feldspato agregado em nicóis descruzado, b) cristais agregados de pelito em nicóis cruzado, c) fragmento contendo feldspato e epidoto, em nicóis descruzado d) quartzo com andaluzita, em nicóis cruzado e) fragmento arredondado de grãos de quartzo arredondados em nicóis descruzado, f) grão de quartzo policristalino em nicóis descruzados, g) cristal de feldspato, h), quartzo envolto por mica em estrutura metamórfica em níciois descruzados.	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Valores dos parâmetros mineralógicos utilizados na interpretação de arenitos derivados de rochas vulcânicas, plutônicas e tectônicas e faixas orogênicas (Adaptado de Dickson, 1970).	20
Tabela 02: Frequência percentual entre os minerais pesados transparentes não micáceos das barras fluviais recentes do rio Madeira.	29
Tabela 03: Índice RZi em sedimentos de barras recentes do rio Madeira.	41
Tabela 04: Frequência relativa em % dos tipos de grãos de zircão encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.	42
Tabela 05: Frequência relativa dos tipos de grãos de andaluzita encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.	45
Tabela 06: Valores estatísticos para a granulometria da fração areia das barras ativas do rio Madeira.	47
Tabela 07: Frequência relativa de fragmentos de rocha, quartzo e feldspato das areias das barras ativas do rio Madeira.	53
Tabela 08: Frequência relativa dos tipos de grãos de quartzo encontrados nos sedimentos das barras recentes do rio Madeira.	56

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Relação entre mineral e provável gênese (Mange e Maurer, 1992; Deer, Howie e Zussman, 1982 e Juliani, 2008).	61
--	----