



**Universidade de Brasília**

Instituto de Geociências  
Programa de Pós-graduação em Geologia

# **Compartimentação crustal e evolução tectono-sedimentar da Bacia do Acre**

Crustal framework and tectono-sedimentary  
evolution of the Acre Basin

**RICK SOUZA DE OLIVEIRA**

**Tese de Doutorado Nº 201**

**Orientador:** Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti

**Brasília, 13/07/2023**



**Universidade de Brasília**

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

# **Compartimentação crustal e evolução tectono-sedimentar da Bacia do Acre**

Crustal framework and tectono-sedimentary  
evolution of the Acre Basin

**RICK SOUZA DE OLIVEIRA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Doutor em Geologia.

**Área de concentração:**  
Geologia Regional

**Orientador:** Profa. Dra.  
Roberta Mary Vidotti

## **Comissão Examinadora:**

Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti (IG/UnB);

Prof. Dr. Martin Roddaz (Université Paul Sabatier Toulouse);

Prof. Dr. David Lopes de Castro (UFRN);

Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim (UFOP);

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (Suplente IG/UnB).

SO48c Souza de Oliveira, Rick  
Compartimentação crustal e evolução tectono-sedimentar da  
Bacia do Acre / Rick Souza de Oliveira; orientador Roberta  
Mary Vidotti. -- Brasília, 2023.  
289 p.

Tese(Doutorado em Geologia) -- Universidade de Brasília,  
2023.

1. Bacias sub-Andinas. 2. Arco de Iquitos. 3. Andes. 4.  
Cráton Amazônico. 5. Sunsás. I. Mary Vidotti, Roberta,  
orient. II. Título.

## AGRADECIMENTOS

A Deus, de onde vem toda a força.

A Profa. Dra. Roberta M. Vidotti, pela honestidade, paciência e confiança ao encarar o desafio e me orientar com uma maestria que só você seria capaz.

A minha esposa Profa. Dra. Geize Oliveira e meu filho Miguel (nascido durante o processo) a quem dedico esta tese e agradeço o incentivo, inspiração e amor. É por vocês!

À Dra Francis Ayarí Cordero Peña pela gentileza, paciência e brilhante consultoria, que foram fundamentais para o desenvolvimento desta tese.

Aos professores doutores Martin Roddaz, Fernando Alkmim e David de Castro por dedicarem seus tempos e conhecimentos ao examinar esta tese. Suas minuciosas considerações melhoraram significativamente o produto final.

Ao amigo e geólogo Igor Amaro Raiol Diniz, pelo companheirismo, incentivo e valorosos ensinamentos sobre processamento e calibração. Ao geólogo MSc.Vinícius Luiz da Silva pelas discussões e por sempre se mostrar solícito.

Um agradecimento especial ao MSc Vitor Araujo Alves pela gentileza ao me iniciar na extensão GMSYS e ao Prof. Dr. Marcelo Lima Pinto por me auxiliar com o *Matched Filter*, por nunca se furtar em sanar minhas dúvidas de *software* e por mostrar que as verdadeiras amizades permanecem apesar do tempo e distância.

Aos companheiros de PPGG MSc. Marcel Silva Passos pelas indicações de leitura e Dr. Raphael Teixeira Correa pelo auxílio com o projeto inicial de doutorado. A Profa. Dra. Elaine do Socorro Farias Martins pelo acesso a extensão VOXI *Earth Modelling*.

Aos professores doutores Julia Barbosa Curto, Reinhardt Adolfo Fuck e Valmir Silva Souza pela excelente revisão crítica e contribuições durante o exame de qualificação.

A Sione Galvão Rodrigues, bibliotecária da Universidade Federal de Ouro Preto pela presteza ao me auxiliar com o acervo.

Ao Eduardo Fernandes da Silva Pinto, promissor geólogo de exploração mineral, pelo auxílio com o MATLAB.

Aos professores de Programa de Pós-Graduação em Geologia da UnB que durante as disciplinas ou cursos contribuíram das mais diversas formas para a construção do meu conhecimento.

Universidade Federal do Oeste do Pará por apoiar a minha capacitação.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.



## RESUMO

A compreensão acerca da transição crustal entre zonas orogênicas e terrenos cratônicos em regiões distais de bacias antepaís tem aumentado, mas a análise é muitas vezes limitada pela cobertura sedimentar. Apesar de os Andes ser um dos clássicos exemplos de subducção, pouco se conhece acerca da área de influência do cinturão de dobras e cavalgamentos na deformação da região retroarco distal. Nesse contexto, a Bacia do Acre por apresentar poucos estudos acerca do seu embasamento e preenchimento, se torna um ambiente tectônico chave devido a sua localização peculiar, especificamente entre o Craton Amazônico e a zona sub-Andina, na região do *flat slab* peruano. Portanto, esta tese busca mapear as profundidades do embasamento, estimar as composições crustais, identificar os principais depocentros, estruturas, limites e propor uma evolução tectono-estratigráfica para a Bacia do Acre visando compreender a evolução litosférica, sua relação com o Cráton Amazônico e seu posicionamento dentro da orogenia Andina. Para tanto, foi utilizado uma abordagem integrada entre métodos potenciais, sísmica 2D e dados de poços. As estimativas de profundidade *Tilt* indicam embasamento entre 500 e 7.800 m, com maiores espessuras sedimentares na porção norte da bacia. Grupos de fontes potenciais foram modelados entre 0,1 e 22 km e profundidades de *Moho* entre 26 e 37 km. A modelagem direta conjunta de dados de gravimetria e magnetometria também aponta para uma crosta superior constituída predominantemente de rochas metassedimentares e metamórficas de baixo grau e granitos, indicando que as bacias sub-Andinas e do Acre compartilham embasamento com composição semelhante. Há indícios de que o embasamento da Bacia do Acre seja formado essencialmente pela província Sunsás do Cráton Amazônico. Diferenças locais na profundidade do embasamento, susceptibilidade magnética e potencial exploratório levaram à subdivisão em sub-bacias Divisor e Xapuri, respectivamente ao norte e ao sul do Arco de Fitzcarrald. A história deposicional da Bacia do Acre é marcada pelo grande controle por falhas, mediante uma alternância entre regimes extensionais e compressionais, onde o embasamento e a herança estrutural de antigas falhas, muitas vezes definiu a deposição e o estilo de deformação em períodos mais jovens. A definição e mapeamento de seis unidades sísmicas com idades entre o Devoniano e o Neógeno, confirmadas por restauração, indicaram uma história tectônica compatível com os principais eventos registrados nas bacias sub-Andinas, marcadas por uma intercalação entre sinéclise, rifte e regimes compressionais. Foram identificadas unidades sísmicas representativas das orogenias Famatiniana, Gondwanide, Juruá, Andina e fragmentação do Pangeia. O posicionamento atual do *forebulge* foi

condicionado por um mecanismo localmente não elástico de soerguimento relacionado ao alto do embasamento do Jurássico superior (Alto de Envira), reativação cenozóica de falhas de rifte Triássico e pelo soerguimento de blocos do embasamento intra-antepaís em tectônica *thick-skinned* durante a fase Andina Quechua III. Assim, além de colocar a Bacia do Acre no contexto das bacias sub-Andinas, compondo o *Foredeep* da Amazônia Ocidental instalado durante o Neógeno, esses depósitos ajudam a entender os mecanismos geodinâmicos e a complexidade da deformação Andina mesmo em regiões distais ao cinturão de dobras e cavalgamentos.

***Palavras-chave:*** Bacias sub-Andinas; Arco de Iquitos; Andes; Orogenia Juruá; Cráton Amazônico; Sunsás.

## ABSTRACT

The understanding about the crustal transition between orogenic zones and cratonic terranes in distal regions of foreland basins has increased, but analysis is often limited by sedimentary cover. Although the Andes are one of the classic examples of subduction, little is known about the area of influence of the fold-thrust belt in the deformation of the distal retroarc region. In this context, the Acre Basin, for presenting a lack of studies about its basement and filling, becomes a key tectonic environment due to its peculiar location, specifically between the Amazonian Craton and the sub-Andean zone, in the Peruvian flat slab region. Therefore, this dissertation seeks to map the depths of the basement, estimate the crustal compositions, identify the main depocenters, structures, boundaries and propose a tectono-stratigraphic evolution for the Acre Basin in order to understand the lithospheric evolution, its relationship with the Amazonian Craton and its positioning within the Andean orogeny. For that, an integrated methodological approach was used that included potential methods, 2D seismic and well data. Tilt depth estimates indicate a basement between 500 and 7,800 m, with greater sedimentary thicknesses in the northern portion of the basin. Potential source groups were modeled between 0.1 and 22 km and Moho depths between 26 and 37 km. The modeling also points to an upper crust consisting predominantly of low-grade meta-sedimentary and metamorphic rocks and granites, indicating that the sub-Andean and Acre basins share a basement with similar composition. There are indications that the basement of the Acre Basin is essentially formed by the Sunsás province of the Amazonian Craton. Local differences in basement depth, magnetic susceptibility and exploratory potential led to the subdivision into Divisor and Xapuri sub-basins, in the north and south of the Fitzcarrald Arch, respectively. The depositional history of the Acre Basin is marked by great control exerted by faults, through an alternation between extensional and compressional regimes, where the basement and the structural inheritance of ancient faults, many times defined the deposition and the style of deformation in younger periods. The definition and mapping of six seismic units with ages between the Devonian and the Neogene, confirmed by restoration, indicated a tectonic history compatible with the main events registered in the sub-Andean basins, marked by an intercalation between synclisis, rift and compressional regimes. Seismic units representative of the Famatinian, Gondwanide, Juruá and Andean orogenies, and the Pangea breakup were identified. The current positioning of the forebulge was conditioned by a locally non-elastic uplift mechanism related to the upper Jurassic basement high (Envira High), Cenozoic reactivation of

Triassic rift faults, and by the uplift of intra-foreland basement blocks in thick-skinned tectonics during the Andean phase Quechua III. Thus, in addition to placing the Acre Basin in the context of the sub-Andean basins, composing the Foredeep of the Western Amazon installed during the Neogene, these deposits help to understand the geodynamic mechanisms and the complexity of the Andean deformation even in regions distal to the fold-thrust belt.

**Keywords:** sub-Andean Basins; Iquitos Arch; Andes; Juruá orogeny; Amazonian Craton; Sunsás.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### Capítulo 1

- Figura 1.1** Principais unidades cronoestratigráficas aflorantes nas bacias sedimentares do Marañón, Ucayali, Madre de Dios, Solimões, Acre, sudoeste do Cráton Amazônico e região Andina. **5**
- Figura 1.2** Principais proposições de limites da Bacia do Acre **7**
- Figura 1.3** Domínios geológicos da América do Sul, com destaque para a plataforma Sul-Americana, limitada a oeste pela linha vermelha. **8**

### Capítulo 2

- Figura 2.1** Principais terrenos do embasamento Andino e maiores províncias tectônicas do Cráton Amazônico. B: Cenário de acreção dos terrenos Arequipa-Antofalla e Bloco Paragua na margem sudoeste do Cráton Amazônico **15**
- Figura 2.2** Principais propostas de compartimentação do Cráton Amazônico com base em dados estruturais e geocronológicos. **17**
- Figura 2.3** Reconstrução paleomagnética do supercontinente Nuna (Columbia) por volta de 1270 Ma com as idades das províncias no “Grande Orógeno Acrescionário Proterozóico”. **19**
- Figura 2.4** Principais feições do oeste da Bacia do Acre e seus baixos deposicionais. **21**
- Figura 2.5** Carta estratigráfica da Bacia do Acre, com as principais unidades litoestratigráficas, sistemas deposicionais, estágios tectônicos e destaque para as orogenias Juruá e Andina. **26**
- Figura 2.6** Compartimentação andina, exibindo os *flat slabs* atuais, os arcos vulcânicos (triângulos pretos) e curvas de contorno indicando a profundidade da zona Wadati-Benioff. **29**
- Figura 2.7** Reconstrução peloegeográfica, com destaque para Bacia do Acre representada por setas vermelhas. **32**
- Figura 2.8** Reconstrução do núcleo do supercontinente Rodínia (1,1–0,9 Ga), destacado pela correlação tectônica Grenvillian-Sunsas entre Laurentia e Amazônia. **34**
- Figura 2.9** À esquerda modelo geodinâmico simplificado da evolução dos Andes Centrais a sul da Bacia Madre de Dios e, à direita, modelo geodinâmico do norte da Bacia do Marañón. **36**

<b>Figura 2.10</b>	Natureza segmentada da evolução do embasamento Paleozóico dos Andes Centrais durante a abertura das bacias paleozóicas iniciais.	<b>38</b>
<b>Figura 2.11</b>	Reconstrução das principais rochas relacionadas ao orógeno Famatiniano nos Andes Centrais.	<b>39</b>
<b>Figura 2.12</b>	Principais magmatismos e metamorfismos relacionados à Orogenia Gondwanide.	<b>41</b>
<b>Figura 2.13</b>	A: Bacias riftes do Triássico nos Andes; B: Subducções flat-slab no passado e atuais.	<b>43</b>
<b>Figura 2.14</b>	Arcabouço estrutural da Bacia do Solimões, com destaque para o Megacisalhamento Solimões.	<b>45</b>
<b>Figura 2.15</b>	Localização da Cordilheira de Nazca e sua relação com o Arco de Fitzcarrald, sobreposta ao modelo de elevação SRTM.	<b>49</b>
<b>Figura 2.16</b>	Seção esquemática ilustrando a disposição da Bacia do Acre (retângulo vermelho) dentro do conceito de bacias antepaís.	<b>50</b>
<b>Figura 2.17</b>	Cartas cronoestratigráficas das bacias sub-Andinas dos Andes Centrais do Peru e Bolívia e sua correlação com as bacias brasileiras do Acre e Solimões.	<b>51</b>
<b>Figura 2.18</b>	Posicionamento da Plataforma Sul-Americana no Neoemiliano-Eifeliano (~390 Ma), marcada por uma inundação epicontinental devoniana que interligava as bacias paleozóicas	<b>53</b>
<b>Figura 2.19</b>	Localização e profundidade dos principais focos de sismicidade na região do Acre entre os anos de 1900 e 2020.	<b>54</b>
<b>Capítulo 3</b>		
<b>Figura 3.1</b>	Deformação do geóide causada por (A) efeitos de escala continental, e (B) efeitos localizados devido a excesso de massa em sub superfície.	<b>61</b>
<b>Figura 3.2</b>	Efeito hipotético de uma deriva instrumental e maré na aceleração da gravidade no valor medido em uma estação base.	<b>62</b>
<b>Figura 3.3</b>	Principais reduções gravimétricas, que juntas correspondem à Anomalia Bouguer.	<b>65</b>
<b>Figura 3.4</b>	Carta de Hamer utilizada para a correção de terreno nos dados gravimétricos.	<b>66</b>
<b>Figura 3.5</b>	Variação da densidade em relação aos diversos tipos de rochas e sedimentos.	<b>68</b>

- Figura 3.6** Vista idealizada das linhas de força do campo magnético da Terra representada como uma esfera. 71
- Figura 3.7** Arranjo geométrico do campo magnético, em que A: Componentes geomagnéticas e B: Variação da inclinação do campo magnético total com a latitude. 72
- Figura 3.8** Representação esquemática da orientação e intensidade dos dipolos elementares dentro do domínio ferrimagnético, ferromagnético e antiferromagnético. 73
- Figura 3.9** Susceptibilidade magnética verdadeira ou intrínseca mensurada em campos magnéticos fracos para os tipos mais comuns de rochas. 76
- Figura 3.10** Fluxograma exemplificando as principais etapas de pré-processamento para aquisições aéreas, ainda que, a depender do tipo de dado, nem todas sejam necessárias. 78
- Figura 3.11** Exemplo de filtros aplicados a dados gravimétricos, considerando uma fonte prismática, em que A: Primeira derivada vertical; B: Gradiente horizontal total e C: Derivada *tilt*. 79
- Figura 3.12** Exemplo de filtros aplicados a dados magnéticos, considerando fontes a 2 e 5 km. 80
- Figura 3.13** Resposta da gravidade residual teórica sobre uma série de horsts e grabens no embasamento. O Gradiente Horizontal Total (GHT) identifica gradientes elevados na anomalia de gravidade. 81
- Figura 3.14** Fluxograma ilustrando a sequência de realce de dados magnéticos a partir da anomalia magnética reduzida ao polo diferencial e gravimétricos a partir da anomalia Bouguer. 88
- Figura 3.15** Modelo idealizado da relação entre a onda incidente, refletida e o coeficiente de reflexão. 89
- Figura 3.16** Distribuição de velocidades comumente encontradas na prospecção pelo método sísmico de reflexão. 90
- Figura 3.17** Representação esquemática sem escala de uma seção geológica com ampla variabilidade litológica e suas respectivas impedâncias acústicas e coeficientes de reflexão, conforme padrão da SEG. 91

<b>Figura 3.18</b>	Representação de um traço sísmico isolado e de um conjunto de traços sísmicos conforme padrão da SEG.	<b>92</b>
<b>Figura 3.19</b>	Fluxo convencional de processamento de dados sísmicos.	<b>93</b>
<b>Capítulo 4</b>		
<b>Figura 1</b>	Simplified geological map (Modified after Cordani et al., 2016) superimposed on the digital elevation model, showing the available potential field, wells and main seismic datasets.	<b>104</b>
<b>Figura 2</b>	Chronostratigraphic correlation chart between the Brazilian and sub-Andean basins, with emphasis on the Acre Basin.	<b>105</b>
<b>Figura 3</b>	Workflow chart with the main processing stages of the gravity, magnetic and seismic data sets.	<b>111</b>
<b>Figura 4</b>	Maps using the data from the airborne survey: (A) Bouguer anomaly map; (B) Differential reduced-to-pole (DRTP) magnetic anomaly map.	<b>114</b>
<b>Figura 5</b>	Maps with the main enhancement products used in this research.	<b>115</b>
<b>Figura 6</b>	A: Radial power spectrum obtained for Bouguer anomaly; and, B: Radial power spectrum obtained for the DRTP magnetic anomaly	<b>117</b>
<b>Figura 7</b>	Matched-filter from Bouguer anomaly for the depths A: 2.2 km; B: 5.6 km and C: 18 km.	<b>118</b>
<b>Figura 8</b>	Matched-filter from magnetic anomaly for the depths A: 2.8 km; B: 8.4 km and C: 22 km.	<b>119</b>
<b>Figura 9</b>	Comparison between basement relief through the potential field and seismic data.	<b>120</b>
<b>Figura 10</b>	Arbitrary well correlation showing smoothed gamma-ray log, density log and simplified lithologies, indicating the top of basement estimated by tilt depth and datum at the ground level.	<b>121</b>
<b>Figura 11</b>	A: 3D Euler Deconvolution solutions for gravity data using structural index 0, superimposed on the total horizontal gradient grid; B: 3D Euler Deconvolution for magnetic data using structural index 1.	<b>123</b>
<b>Figura 12</b>	Interpreted structural framework, with magnetic lineaments for A: all sources in the area of the airborne survey; B: shallow sources at a depth of 2.8 km; C: 8.4 km depth and D: Deeper sources at a depth of 22 km.	<b>124</b>



<b>Figura 13</b>	2.5D joint forward modeling of A: reduced-to-pole magnetic and B: Bouguer gravity anomalies from the ground survey along the profile X-X'; C: Interpreted composite seismic profile across the northern sector.	<b>126</b>
<b>Figura 14</b>	2.5D joint forward modeling along the profile Y-Y'. A: observed reduced-to-pole and calculated magnetic anomalies from the airborne survey; B: observed and calculated Bouguer gravity anomalies.	<b>127</b>
<b>Figura 15</b>	Summary of geological and geophysical features for the Acre Basin.	<b>136</b>
<b>Figura 16</b>	A: Regional configuration of the Acre Basin showing the good fit between the Bouguer anomaly grid obtained by the airborne survey used in this research and the Bouguer anomaly grid obtained from EGM2008.	<b>142</b>
<b>Figura 17</b>	Balanced cross-section of the central Andes.	<b>147</b>
<b>Figura 18</b>	Schematic geodynamic evolution of the crustal region where the Acre Basin is implanted nowadays.	<b>149</b>
<b>Capítulo 5</b>		
<b>Figura 1</b>	Simplified geological map (modified after Cordani et al., 2016).	<b>182</b>
<b>Figura 2</b>	Chronostratigraphic chart of the Acre Basin, showing seismic units, depositional systems, major tectonic events, source rocks (S.R.), reservoirs (RES.) and seals.	<b>184</b>
<b>Figura 3</b>	Maps with the location of seismic sections, balanced cross-sections, wells, and block-diagrams shown throughout the manuscript.	<b>190</b>
<b>Figura 4</b>	(A) Seismic line through the seismic units from Devonian to Neogene showing the main unconformities.	<b>192</b>
<b>Figura 5</b>	(A) Composite seismic line showing basement half-grabens to the southwest and the difference in thickness in the lower Permian – upper Jurassic section west and east of the Batã Fault, denoting a rift tectonic stage.	<b>194</b>
<b>Figura 6</b>	Composite 2D seismic lines through the southern part of the study area.	<b>196</b>
<b>Figura 7</b>	Uninterpreted and interpreted southwest-northeast 2D seismic line showing basement highs associated with thick-skinned tectonics and erosion of Cenozoic deposits.	<b>198</b>
<b>Figura 8</b>	Isochron maps from six seismic units from the Acre Basin, representing Paleozoic (A and B), Upper Paleozoic – Mesozoic (C and D) and Cenozoic (E and F) deposits.	<b>199</b>

---

<b>Figura 9</b>	Interpreted seismic line (A) and sequential restoration not exaggerated (true dip) of the balanced cross section (B-F).	<b>201</b>
<b>Figura 10</b>	Interpreted seismic line (A) and sequential restoration not exaggerated along the regional balanced cross-section of the northern edge of the Acre Basin (B-E).	<b>202</b>
<b>Figura 11</b>	Structural maps from four key horizons interpreted with seismic lines.	<b>204</b>
<b>Figura 12</b>	Topographic, gravity (EGM2008) and flexural profiles from a thin, semi-infinite, elastic plate floating on an inviscid asthenospheric mantle.	<b>207</b>
<b>Figura 13</b>	Present-day schematic block diagram for the Peruvian flat slab region.	<b>212</b>
<b>Figura 14</b>	Schematic model of the Acre Basin (red rectangles), demonstrating lithospheric evolution.	<b>213</b>
<b>Figura 15</b>	Paleogeographic maps showing inferred depositional limits with topography and South America fixed in present day coordinates.	<b>220</b>
<b>Figura 16</b>	Schematic tectono-stratigraphic evolution of the Acre Basin.	<b>225</b>

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela. 1.1</b>	Principais características dos levantamentos geofísicos de métodos potenciais utilizados durante esta pesquisa.	<b>9</b>
<b>Tabela. 1.2</b>	Principais características dos levantamentos sísmicos utilizados durante esta pesquisa.	<b>10</b>
<b>Tabela. 3.1</b>	Índices estruturais utilizados para a deconvolução de Euler, conforme o modelo geométrico de uma determinada fonte.	<b>87</b>
<b>Tabela. 3.2</b>	Limites de visibilidade e separabilidade para uma variedade de situações geológicas.	<b>94</b>

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	ii
ABSTRACT.....	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	vi
LISTA DE TABELAS.....	xii
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>2</b>
1.1 Apresentação.....	2
1.2 Justificativa.....	3
1.3 Objetivos .....	4
1.4 Área de estudo .....	4
1.5 Materiais e Métodos.....	8
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>14</b>
2.1 Cráton Amazônico.....	14
2.2 Bacia do Acre .....	19
2.3 Origem e evolução das bacias sub-Andinas dos Andes Centrais do Peru e Bolívia e suas implicações para a Bacia do Acre.....	28
2.3.1 <i>Evolução Tectono-Sedimentar.....</i>	<i>32</i>
2.3.1.1 Orogenia Grenvilliana-Sunsás (Mesoproterozóico) .....	33
2.3.1.2 Orogenia Famatiniana (Ordoviciano – Mississipiano).....	37
2.3.1.3 Orogenia Alleghenide (Permiano – Triássico) .....	39
2.3.1.4 Orogenia Gondwanide (Carbonífero – Permiano) .....	40
2.3.1.5 Quebra do Pangeia (Triássico – Jurássico inferior) .....	42
2.3.1.6 Orogenia Juruá (Jurássico médio – Cretáceo inferior) .....	43
2.3.1.7 Orogenia Andina (Cretáceo Superior – Neógeno).....	46
2.3.2 <i>Correlação entre as bacias sub-Andinas dos Andes Centrais e a Bacia do Acre.....</i>	<i>51</i>
<b>3 MÉTODOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS E SÍSMICOS .....</b>	<b>57</b>
3.1 Método Gravimétrico .....	57
3.1.1 Fundamentos.....	57
3.1.2 Reduções gravimétricas.....	59
3.1.2.1 Efeitos de maré .....	61
3.1.2.2 Deriva instrumental .....	62
3.1.2.3 Latitude .....	62
3.1.2.4 Ar livre .....	63
3.1.2.5 Anomalia Ar Livre .....	64
3.1.2.6 Correção Eötvös .....	64

3.1.2.7 Bouguer .....	65
3.1.2.8 Correção de Terreno .....	65
3.1.2.9 Anomalia Bouguer.....	66
<b>3.1.3 Densidade das rochas.....</b>	<b>67</b>
<b>3.2 Dados Magnéticos .....</b>	<b>68</b>
<b>3.2.1 Fundamentos.....</b>	<b>68</b>
<b>3.2.2 Reduções Magnéticas.....</b>	<b>74</b>
3.2.2.1 Variação diurna .....	74
3.2.2.2 Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF) .....	74
<b>3.2.3 Magnetismo e susceptibilidade das rochas.....</b>	<b>74</b>
<b>3.3 Pré Processamento .....</b>	<b>77</b>
<b>3.4 Processamento e técnicas de realce .....</b>	<b>78</b>
<b>3.4.1 Redução ao polo (RTP).....</b>	<b>79</b>
<b>3.4.2 Derivadas direcionais (<math>\partial x</math>, <math>\partial y</math> e <math>\partial z</math>).....</b>	<b>80</b>
<b>3.4.3 Gradiente Horizontal Total (GHT).....</b>	<b>81</b>
<b>3.4.4 Sinal Analítico 3D (SA3D).....</b>	<b>81</b>
<b>3.4.5 Derivada Tilt (Tilt).....</b>	<b>82</b>
<b>3.4.6 Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT).....</b>	<b>83</b>
<b>3.4.7 Ângulo Tilt do Gradiente Horizontal Total (AGHT).....</b>	<b>83</b>
<b>3.4.8 Espectro Radial de Potência.....</b>	<b>84</b>
<b>3.4.9 Matched Filter.....</b>	<b>85</b>
<b>3.4.10 Deconvolução de Euler 3D.....</b>	<b>86</b>
<b>3.5 Dados Sísmicos .....</b>	<b>88</b>
<b>3.5.1 Fundamentos.....</b>	<b>88</b>
<b>3.5.2 Processamento.....</b>	<b>94</b>
<b>3.5.3 Atributos.....</b>	<b>95</b>
<b>3.5.4 Técnicas de interpretação e mapeamento.....</b>	<b>97</b>
<b>3.5.5 Diferenças entre falhas em sísmica de reflexão e lineamentos magnéticos.....</b>	<b>97</b>
<b>4 THE ACRE BASIN BASEMENT (NW BRAZIL) AND THE TRANSITION FROM THE INTRACRATONIC TO RETROARC FORELAND BASIN SYSTEM.....</b>	<b>99</b>
<b>4.1 ABSTRACT.....</b>	<b>100</b>
<b>4.2 Introduction.....</b>	<b>101</b>
<b>4.3 Geological background.....</b>	<b>105</b>
<b>4.4 Data sets and Methods .....</b>	<b>109</b>
<b>4.5 Results.....</b>	<b>113</b>
<b>4.5.1 Gravity data.....</b>	<b>113</b>
<b>4.5.2 Magnetic data.....</b>	<b>115</b>
<b>4.5.3 Depth estimates.....</b>	<b>116</b>

4.5.3.1	Matched Filter .....	116
4.5.3.2	Basement.....	119
4.5.3.3	Euler deconvolution .....	122
<b>4.5.4</b>	<b>Structural framework.....</b>	<b>123</b>
<b>4.5.5</b>	<b>2.5D joint forward modeling.....</b>	<b>125</b>
<b>4.6</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>130</b>
<b>4.6.1</b>	<b>Crustal framework.....</b>	<b>130</b>
<b>4.6.2</b>	<b>Western Amazon Foredeep.....</b>	<b>139</b>
<b>4.7</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>150</b>
<b>4.8</b>	<b>Acknowledgments .....</b>	<b>151</b>
<b>4.9</b>	<b>References.....</b>	<b>152</b>
<b>4.10</b>	<b>Supplementary datas .....</b>	<b>171</b>
<b>5</b>	<b>THE ROLE OF TECTONIC INHERITANCE IN THE DISTAL DEFORMATION OF AN ANDEAN RETROARC FORELAND BASIN SYSTEM: A CASE STUDY OF THE ACRE BASIN (NW BRAZIL).....</b>	<b>176</b>
<b>5.1</b>	<b>ABSTRACT.....</b>	<b>176</b>
<b>5.2</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>177</b>
<b>5.3</b>	<b>Geological background.....</b>	<b>180</b>
<b>5.4</b>	<b>Data sets and Methods .....</b>	<b>187</b>
<b>5.5</b>	<b>Results.....</b>	<b>189</b>
<b>5.5.1</b>	<b>Tectono-stratigraphy.....</b>	<b>189</b>
5.5.1.1	Precambrian Basement .....	190
5.5.1.2	Devonian – Mississippian .....	191
5.5.1.3	Mississippian – lower Permian .....	193
5.5.1.4	lower Permian – upper Jurassic .....	195
5.5.1.5	Cretaceous.....	200
5.5.1.6	Paleocene – Eocene.....	202
5.5.1.7	Oligocene – Neogene .....	203
<b>5.5.2</b>	<b>Flexural modeling.....</b>	<b>204</b>
<b>5.6</b>	<b>Discussion.....</b>	<b>208</b>
<b>5.6.1</b>	<b>Pre-Andean uplift, forebulge and the Andean deformation.....</b>	<b>208</b>
<b>5.6.2</b>	<b>Structural control and basin evolution.....</b>	<b>219</b>
<b>5.6.3</b>	<b>Petroleum system implications.....</b>	<b>226</b>
<b>5.7</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>231</b>
<b>5.8</b>	<b>Acknowledgments .....</b>	<b>233</b>
<b>5.9</b>	<b>References.....</b>	<b>233</b>

<b>5.10</b>	<b>Supplementary data .....</b>	<b>261</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>263</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>268</b>
	<b>APÊNDICE I.....</b>	<b>288</b>
	<b>APÊNDICE II.....</b>	<b>289</b>

# **CAPÍTULO 1**

## **INTRODUÇÃO**



# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

Logo após o início do processo de fragmentação do Gondwana, um dos mais completos e duradouros exemplos de colisão entre placas oceânicas e continentais se formou na borda oeste da placa Sul-Americana. A extensão do avanço da frente de deformação e a composição crustal em direção ao Cráton Amazônico ainda não são bem conhecidas, apesar de seu potencial econômico associado. Registros do limite leste da zona de influência do cinturão de dobras e cavalgamentos são especialmente escassos na região do *flat slab* peruano, onde a Bacia do Acre adquire papel importante para o entendimento do contexto regional Andino.

Desta forma, esta tese apresenta um estudo estrutural e estratigráfico integrado para a Bacia do Acre, baseado em métodos potenciais, sísmica 2D e dados de poços. A contextualização, resultados e as interpretações estão organizados na forma de seis capítulos. O presente capítulo (Capítulo 1) justifica esta pesquisa ao mencionar a sua importância dentro das lacunas que existem no conhecimento regional e lista os objetivos em busca de contribuir para a ampliação do conhecimento da bacia. Esse capítulo também apresenta a localização da área de estudo, a base de dados e os métodos empregados no cumprimento dos objetivos.

O Capítulo 2 traz uma abordagem multidisciplinar acerca do atual cenário de conhecimento do Cráton Amazônico, Bacia do Acre e suas relações com a origem e evolução das bacias sub-Andinas dos Andes Centrais do Peru e Bolívia.

Visando contextualizar os leitores acerca das técnicas científicas empregadas nesta pesquisa, o Capítulo 3 resume as principais bases teóricas, reduções, princípios matemáticos, processamentos, filtros e atributos relacionados aos dados geofísicos de gravimetria, magnetometria e sísmica de reflexão.

O Capítulo 4 corresponde ao artigo intitulado “*The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system*”, publicado no periódico científico *Basin Research* (<https://doi.org/10.1111/bre.12705>). Esse manuscrito apresenta parte dos resultados obtidos durante o desenvolvimento desta tese, com base principalmente na integração entre métodos potenciais, sísmica e poços. As discussões propõem novos limites para a bacia, traz um mapeamento regional do topo

do embasamento e apresenta uma proposta de arcabouço crustal para a região da Bacia do Acre.

No Capítulo 5 é apresentado a íntegra do manuscrito “*The role of tectonic inheritance in the distal deformation of an Andean retroarc foreland basin system: a case study of the Acre Basin (NW Brazil)*” submetido ao periódico *Marine and Petroleum Geology* (ISSN: 1873-4073). Neste capítulo será abordada a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Acre e sua correlação com as bacias sub-Andinas, por meio de dado sísmico e modelagem flexural. Os resultados indicam um soerguimento atípico na região esperada para a implantação do Arco de Iquitos, a ausência de *forebulge* flexural e uma clara deformação Andina em provável contexto de soerguimento intra-antepaís do embasamento, associado a herança tectônica.

Por fim, no Capítulo 6 serão apresentadas as conclusões gerais da tese e no Capítulo 7 consta a lista de referências citadas ao longo dos capítulos 1 a 4.

## 1.2 **Justificativa**

Apesar de mais de 80 anos de esforços exploratórios na Bacia do Acre (Oliveira, 1994; Feijó & Souza, 1994), o conhecimento geológico e geofísico acerca dessa bacia ainda é incipiente e concentrado quase que exclusivamente na sua porção noroeste. Ao todo foram perfurados somente onze poços exploratórios, sendo que nenhum atingiu a sucessão siluriano-devoniana. Por outro lado, alguns poços apresentaram indícios de hidrocarbonetos (Vasconcelos & Coutinho, 2014), sugerindo seu potencial econômico, o que é corroborado pelas descobertas nas bacias correlatas do Peru e Bolívia (Mathalone & Montoya, 1995; Baby *et al.*, 2018; Schneider *et al.*, 2018) e pode denotar o caráter de nova fronteira exploratória para a Bacia do Acre. A porção sul, por sua vez, não possui poços perfurados o que a configura como uma das bacias exploratórias menos estudadas do território brasileiro, sendo, portanto, seu completo preenchimento, compartimentação e evolução quase desconhecidos. Nesse sentido, a presente tese busca ampliar o conhecimento acerca da compartimentação crustal e evolução tectônica dessa, que é a única bacia brasileira sob influência direta da tectônica Andina e a única atualmente em contexto antepaís *foredeep* (Milani & Thomaz Filho, 2000; Silva *et al.*, 2003, Alkmim & Reis, 2020). Para tanto, serão utilizados estudos a partir de dados de magnetometria e gravimetria em grande parte inéditos em meio acadêmico e dados sísmicos em parte

nunca publicados, visando contribuir para a exploração de hidrocarbonetos e para a melhor a compreensão dessa região tão peculiar da Amazônia.

### 1.3 **Objetivos**

O objetivo geral da pesquisa é caracterizar a estruturação do embasamento e preenchimento da Bacia do Acre mediante mapeamento sísmico, magnetométrico e gravimétrico regional e, dessa forma, compreender a relação dessas estruturas com a evolução tectônica e sedimentar dessa bacia dentro do contexto Andino. Adicionalmente, dados de poço serão utilizados para dar maior robustez às interpretações dos depocentros, preenchimento sedimentar e estruturação. Para tanto, pretende-se alcançar os seguintes objetivos específicos:

1. Mapear as profundidades e inferir a composição do embasamento cristalino da Bacia do Acre;
2. Identificar domínios, altos, baixos e lineamentos estruturais, em cada método, bem como de modo integrado no conjunto de dados;
3. Elaborar mapas estruturais e identificar os principais eventos tectônicos fanerozóicos, da Bacia do Acre;
4. Construir modelos a partir de dados geofísicos em seções específicas, visando ilustrar a compartimentação tectônica da bacia;
5. Estabelecer a espessura crustal a partir dos dados gravimétricos terrestres e aéreos;
6. Delimitar a área da Bacia do Acre e sua posição dentro do sistema antepaís Andino;
7. Reconstruir a história de preenchimento da bacia por meio de correlações e mapeamentos, utilizando poços e sísmica 2D;
8. Propor um modelo integrado para a evolução geológica da Bacia do Acre e sugerir possíveis áreas favoráveis à exploração de hidrocarbonetos.

### 1.4 **Área de estudo**

A presente pesquisa abordará a Bacia do Acre, especificamente na área dos últimos levantamentos geofísicos realizados pela ANP, situada no estado do Acre e parte do extremo oeste do estado do Amazonas, no Brasil, entre as longitudes aproximadas de 75°W e 69°W e latitudes de 6°S e 12°S (Fig. 1.1). Ainda que o estudo esteja limitado às bacias brasileiras, serão estabelecidas correlações com as bacias sub-Andinas de Marañón e Ucayali no Peru e Madre de Dios em parte do Peru e Bolívia.

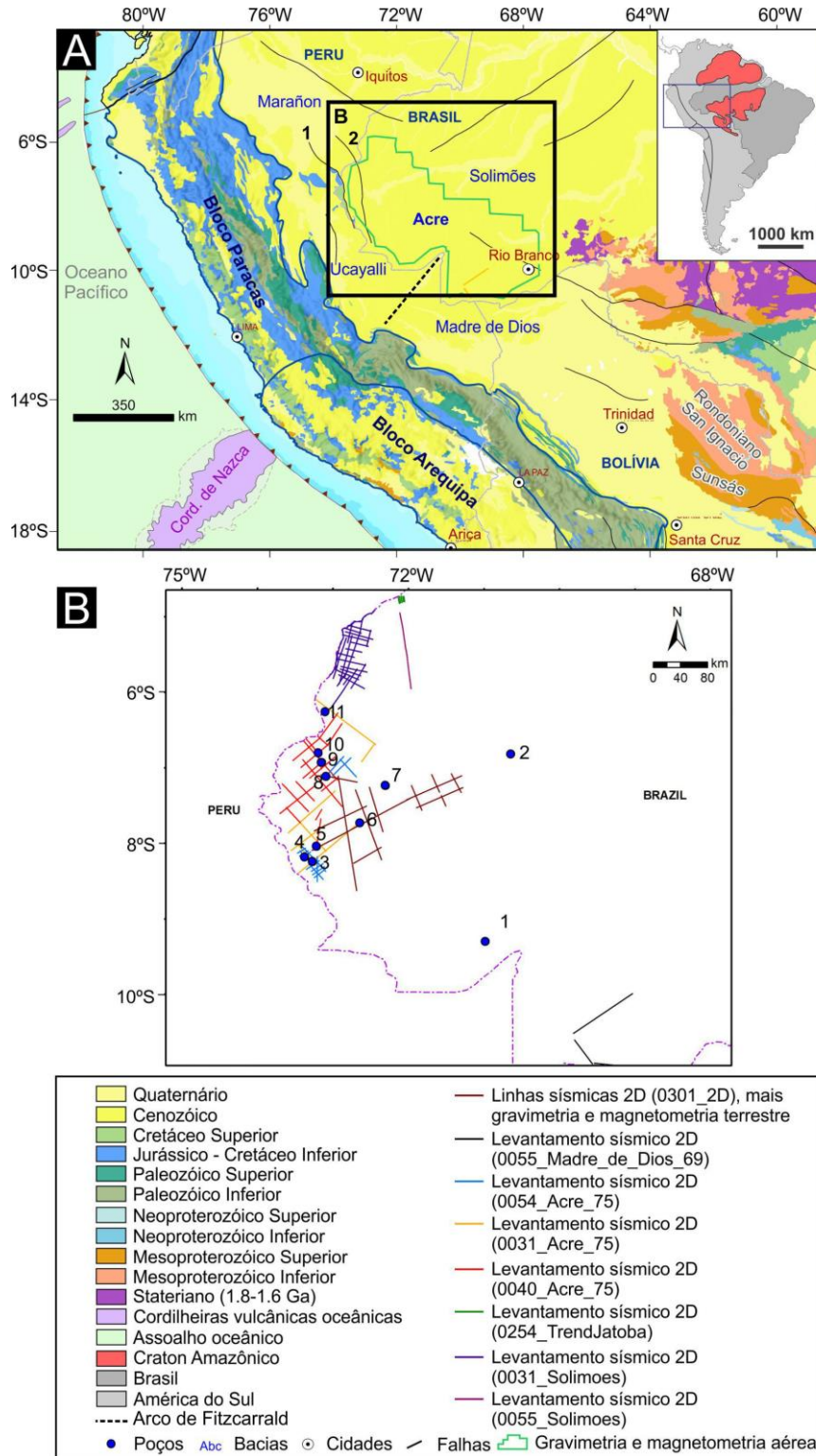


Figura 1.1. **A:** Principais unidades cronoestratigráficas aflorantes nas bacias sedimentares do Maraion, Ucayali, Madre de Dios, Solimões, Acre, sudoeste do Cráton Amazônico e região Andina, sobrepostas ao modelo digital de elevação SRTM (Modificado de Cordani *et al.*, 2016). Os números 1 e 2 correspondem, respectivamente, as falhas de Divisor e Batã. **B:** distribuição da base de dados utilizada nesta pesquisa, onde: 1: 2REST-1-AC; 2: 2-FGST-1-AM; 3: 2-JMST-1-AC; 4: 1-SD-1-AC; 5: 1-RM-1-AC; 6: 2-CDST-1-AC; 7: 2-INST-1-AM; 8: 1-RPX-1-AM; 9: 1-BT-2-AM; 10: 1-BT-1-AM e 11: 1-JQ-1-AM.

Os limites da Bacia do Acre ainda não são bem estabelecidos, sendo possível encontrar variadas proposições, que ora a restringe ao principal depocentro, ora atribui para a metade sul a terminologia sub-Andina Bacia Madre de Dios. Diferentes proposições de seu limite leste se sucederam ao longo dos últimos 50 anos por meio de diversos métodos de posicionamento (Fig. 1.2). Isso se deve em parte à dificuldade em posicionar o Arco de Iquitos e de se estabelecer limites claros na porção sul da Bacia em um cenário de ausência de dados de sísmica e poços. Soma-se a isso, a ausência de dados de métodos potenciais até 2008 e depois da aquisição, a falta de uma análise sistemática destes dados e sua integração com outros dados existentes, ainda que escassos.

Com base em diferenças do embasamento, mapeadas neste trabalho, e adotando os mesmos critérios utilizado para a delimitação das bacias sub-Andinas, na presente tese a Bacia do Acre será dividida em duas sub-Bacias, sendo: i) Sub-bacia que ocorre a norte do Arco de Fitzcarrald (Fig. 1.1), relacionado a subducção da cordilheira de Nazca (Espurt *et al.*, 2007), cuja influência de tectônica Andina é comprovada (Oliveira, 1994) e coincide com a região historicamente alvo de esforços exploratórios; ii) Porção a sul do Arco de Fitzcarrald, que será considerada como uma sub-Bacia, tendo em vista as profundidades rasas do embasamento, contrastes de susceptibilidade magnética em relação ao norte e a correlação com a Bacia Madre de Dios que ocorre desde o sul do Peru e norte da Bolívia em direção ao Brasil (Frederic *et al.*, 2016; Schneider *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Baby *et al.*, 2018). O capítulo 4 abordará em maior detalhe os limites, características e motivos que levaram a compartimentação da Bacia do Acre em detrimento das propostas anteriores (Fig. 1.2). No capítulo 5 também será demonstrado que tanto a porção norte, quanto a porção sul da Bacia do Acre partilham de evolução tectono-sedimentar semelhante as bacias sub-Andinas de Marañón, Ucayali e Madre de Dios. Portanto, sendo a região do Acre uma extensão do sistema sub-Andino, não há sentido em utilizar a terminologia sub-Andina “Madre de Dios” apenas para a porção a sul do Arco de Fitzcarrald e “Bacia do Acre” apenas à porção norte.

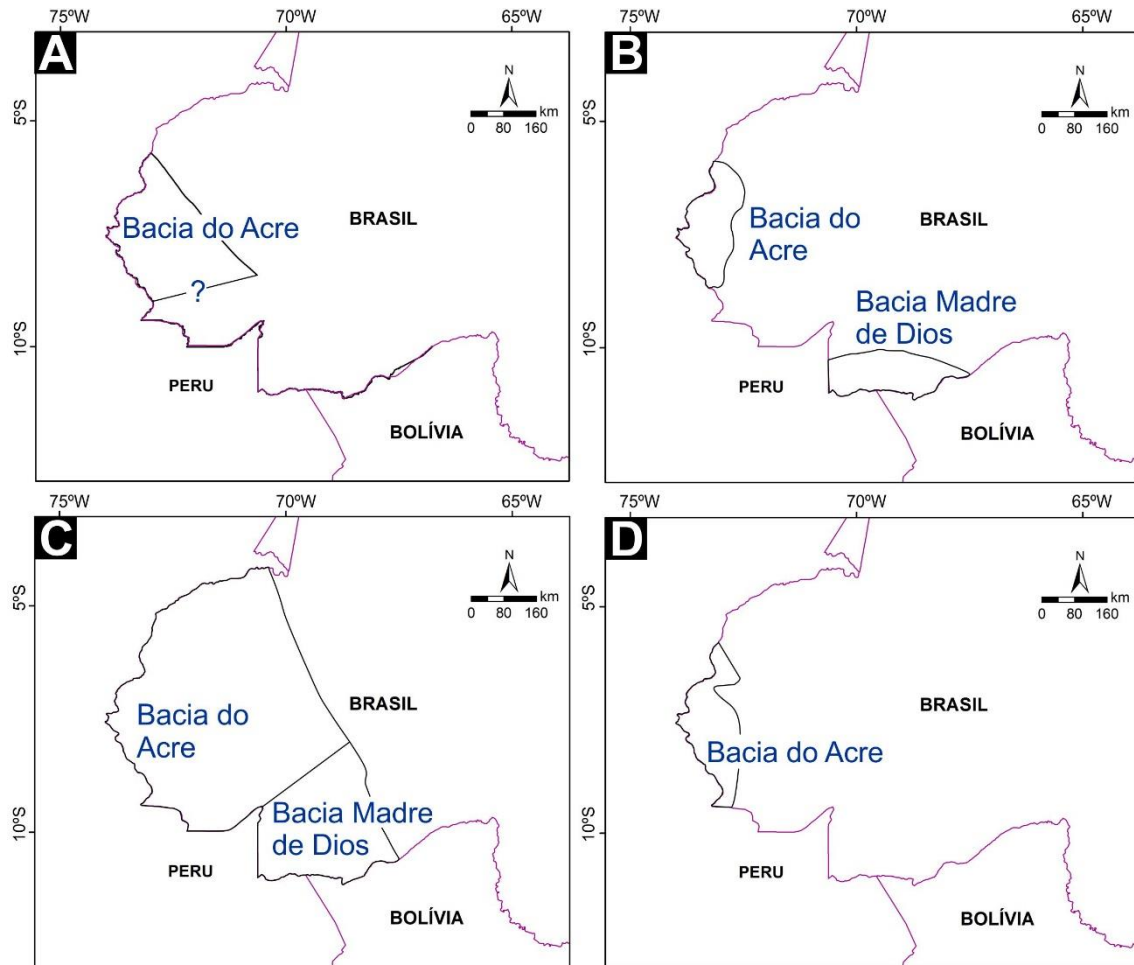


Fig. 1.2. Principais proposições de limites da Bacia do Acre, segundo **A:** Cunha (2007); **B:** Oliveira (1994), Milani & Thomaz Filho, 2000, Zalán (2004); **C:** Miura (1972) e Mohriak *et al.* (1995) e **D:** Caputo (2014).

A maior parte da área de estudo está sobre a Plataforma Sul-Americana, na região onde predominam depósitos cenozóicos. No entanto, próximo à fronteira com o Peru, junto à Falha Oeste de Batã (também denominada Falha Serra do Divisor) (Fig. 1.1), ocorrem depósitos jurássico-cretáceos que coincidem com a única região do território brasileiro em domínio geológico sub-Andino (Hasui, 2012; Alkmim & Reis, 2020) (Fig. 1.1 e Fig. 1.3).

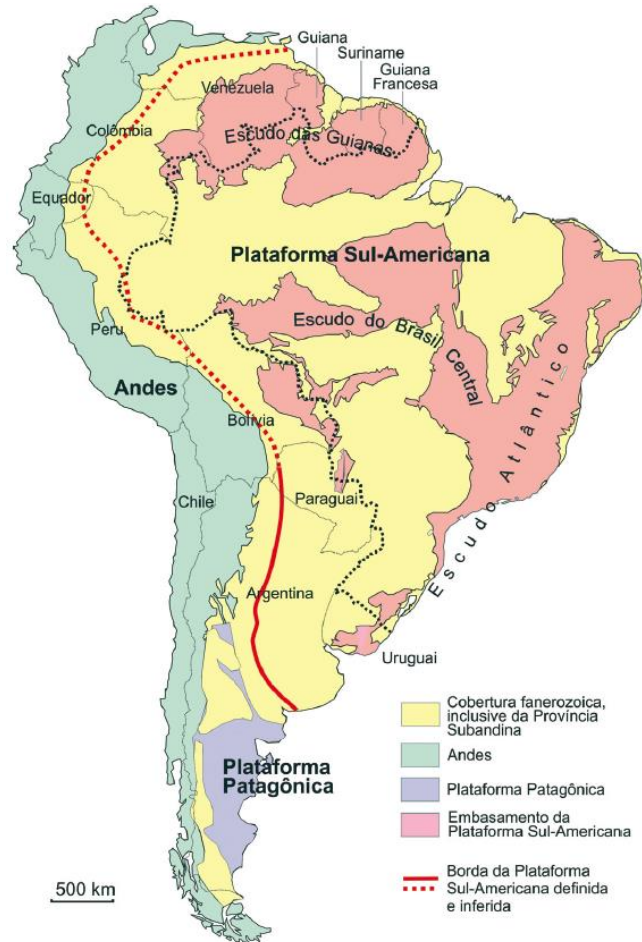


Figura 1.3. Domínios geológicos da América do Sul, com destaque para a plataforma Sul-Americana, limitada a oeste pela linha vermelha. O Brasil situa-se nessa plataforma, à exceção de pequena porção do Acre que se insere no domínio sub-Andino (Hasui, 2012).

## 1.5 Materiais e Métodos

Este estudo utilizou dados oriundos de levantamentos aéreos e terrestres de gravimetria e magnetometria (Tab. 1.1), seções sísmicas 2D (Tab. 1.2), bem como, dados de perfilagem geofísica, geoquímica, descrição litológica e bioestratigrafia de 11 poços (Fig. 1.1) fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) por meio do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP). A integração desses produtos visa mitigar eventuais ambiguidades, balizar informações de profundidade e compreender de forma integrada o preenchimento, compartimentação tectônica e evolução cinemática da bacia em estudo.

Tab. 1.1 Principais características dos levantamentos geofísicos de métodos potenciais utilizados durante esta pesquisa.

<b>Projeto</b>	<b>266-1</b>	<b>266-1</b>	<b>0301</b>	<b>0301</b>
<b>Ano</b>	2008	2008	2013	2013
<b>Tipo de aquisição</b>	Gravimetria Aérea	Magnetometria Aérea	Gravimetria Terrestre	Magnetometria Terrestre
<b>Espaçamento entre as linhas de voo</b>	6.000 m	6.000 m		
<b>Altura de voo</b>	1.000 m	1.000 m		
<b>Direção de voo</b>	N-S	N-S		
<b>Taxa de amostragem</b>	0,02 s	0,01 s	4733 estações gravimétricas	4733 estações magnetométricas
<b>Recobrimento</b>	42.244,52 km (163.266 km <sup>2</sup> )	42.244,52 km (163.266 km <sup>2</sup> )	944 km	944 km

Tanto para os dados gravimétricos, quanto para os dados magnetométricos, foram obtidos os seguintes produtos a partir dos filtros de realce: primeiras derivadas em x, y e z; sinal analítico 3D; gradiente horizontal total e ângulo *tilt* do gradiente horizontal total (Blakely, 1995; Nabighian *et al.*, 2005). Para os dados magnetométricos foram ainda elaborados os mapas de derivada *tilt*, inclinação do gradiente horizontal total e dado reduzido ao polo diferencial (Millet & Singh, 1994; Cooper & Cowan, 2005; 2006; Arkani-Hamed, 2007). Para os dados gravimétricos, foi elaborado o mapa da anomalia Bouguer. Em ambos os dados aéreos, magnéticos e gravimétricos, os *grids* foram elaborados a partir de interpolação em malha quadrada pelo método bidirecional, com as dimensões de 1.500 m x 1.500 m, que por sua vez equivale a ¼ do espaçamento entre as linhas de voo (tabela 1.1). O princípio e aplicação relacionada a cada filtro serão abordados em maior detalhe no capítulo 3. A partir da análise desses produtos básicos, foram aplicados outros processamentos e selecionados aqueles com maior aplicação geológica para o contexto da área de estudo e objetivos da pesquisa. Maiores detalhes



figuram nos resultados e discussões do capítulo 4, contudo, serão brevemente mencionados a seguir.

Tab. 1.2. Principais características dos levantamentos sísmicos utilizados durante esta pesquisa. Na codificação da base de dados da ANP, dados MIG FIN indicam “migração tradicional final” após o empilhamento; STK FIN corresponde a “*stack* final”, um processamento preliminar de baixa qualidade; POST-STM indica uma migração em tempo após o empilhamento.

Projeto	Ano	Linhas sísmicas	Tipo	Processamento	Recobrimento
0031_ACRE_75	1983	10	2D	STK FIN	504 km
0040_ACRE_75	1975	21	2D	POST-STM	923 km
0054_ACRE_75	1981	14	2D	MIG FIN	364 km
0055_MADRE_DE_DIOS_69	1984	3	2D	POST-STM	233 km
0301_2D_BACIA_DO_ACRE	2012	13	2D	POST-STM	799 km
0055_ACRE_69	1984	2	2D	MIG FIN	75 km
0055_ACRE_75	1984	1	2D	POST-STM	75 km
0069_ACRE_75	1981	1	2D	POST-STM	18 km
0031_SOLIMOES_75	1974	61	2D	POST-STM	985 km
0055_SOLIMOES_75	2014	2	2D	POST-STM	113 km
0254_TREND_JATOBA_2D	1999	16	2D	MIG FIN	46 km

Visando obter informações qualitativas mais precisas acerca das profundidades e dimensões das fontes magnéticas, foram utilizados mapas de derivada da inclinação do sinal analítico e o gradiente horizontal total (*e.g.*, Miller & Singh, 1994; Salem *et al.*, 2007, 2010, 2014; Moro *et al.*, 2018; Ferreira *et al.*, 2019; Pinto & Vidotti, 2019). Os mesmos produtos foram selecionados para os dados gravimétricos para efeito de comparação. Com o intuito de elaborar interpretação quantitativa acerca das variadas profundidades de fontes de anomalias, foi aplicada a deconvolução de Euler 3D, devido aos resultados satisfatórios aplicados a bacias sedimentares (*e.g.*, Thompson, 1982; Curto, 2015; Pedrosa Jr. *et al.*, 2017; Ferreira *et al.*, 2019; Pinto & Vidotti, 2019), bem como as técnicas do espectro radial de potência e *matched filter* (Spector & Grant, 1970; Gunn 1975; Spector & Parker 1979; Cowan & Cowan, 1993; Phillips 2001). Além dos dados de poço e sísmica, a profundidade do embasamento foi estimada a partir do mapeamento

do contorno zero da derivada *tilt* em associação com o gradiente horizontal (Blakely *et al.*, 2016) e comparada com as profundidades da modelagem direta e inversa.

A modelagem direta conjunta 2,5D para os dados de gravimetria e magnetometria foi efetuada utilizando a extensão GM-SYS do *software* Oasis Montaj, Seequent™ (versão 9.9.1), conforme a metodologia de Talwani (1959), a partir do modelo conceitual de bacia antepaís (DeCelles & Giles, 1996), ao passo que a modelagem inversa 3D seguiu a metodologia clássica de Cordell & Henderson (1968), por meio da extensão VOXI do *software* Oasis Montaj, utilizando tamanho de célula individual de 1500 m x 1500 m x 150 m tanto para a anomalia magnética, resultando em contrastes de susceptibilidade magnética, quanto para a anomalia Bouguer e sua derivada vertical, produzindo volumes de contrastes de densidade com remoção do *trend* linear regional.

Tanto a extração de lineamentos quanto as interpretações regionais foram efetuadas mediante a incorporação dos produtos aerogeofísicos no sistema ArcMap, em sua versão 10.8 e ArcGis Pro.

Nesta pesquisa, foi utilizado também um total de 4.135 km de dados comerciais de reflexão sísmica multicanal 2D, em sua maioria migrados no tempo *pós-stack* obtidos pela Petrobras por meio de aquisição terrestre (Tab. 1.2). Especificamente para os dados sísmicos utilizados nesta tese, os processamentos efetuados podem ser generalizados por meio da combinação, não necessariamente nesta ordem, das seguintes etapas em resumo: Leitura do SEGy; Carregamento da geometria; Edição de traços; Tratamento de amplitude; Correção estática; Datum flutuante; Deconvolução; Balanceamento Espectral; Atenuação de ondas diretas; Ordenação de CMP; Análise de velocidades; Estática residual; Análise de NMO/MUTE/AGC; Empilhamento; Datum final; Migração; Atenuação de ruídos; Filtros/Ganhos.

Tanto para os poços quanto para os dados sísmicos, foi feita uma avaliação da qualidade dos dados, observando a continuidade dos perfis geofísicos, marcadores litoestratigráficos, polaridade e fase, visando identificar aqueles dados em condições de serem utilizados. Antes do processo de interpretação e amarração de poços, os dados sísmicos passaram pelo ajuste de *mis-tie* vertical no *software* OpendTect, que visa corrigir qualquer desalinhamento vertical entre as linhas sísmicas oriundas de um conjunto de dados de diferentes *vintages* que foram adquiridos com variação nos parâmetros e

processados de forma distinta. Para a calibração dos poços, foi utilizado perfis geofísicos sônicos e de densidade, além de *check shot*, quando disponível. Nessa etapa foi avaliado também a aplicação de filtros passa-banda quando o dado apresentava uma baixa razão sinal/ruído, no intuito de melhorar a continuidade dos refletores. Além disso, foram gerados os atributos sísmicos de pseudorelevo TecVA, primeira derivada, *structural smoothing*, *envelope* e *variance* no intuito de favorecer a interpretação de horizontes chave e falhas. Tendo em vista a limitação de dados bioestratigráficos e escassez de poços, os horizontes a serem interpretados foram selecionados com base em discordâncias e refletores de alta amplitude associados a importantes eventos tectônicos e marcadores litoestratigráficos da bacia.

Visando validar geometricamente as interpretações estruturais e compreender a história evolutiva da Bacia do Acre, foram restauradas seções chave por meio do *software* Move (PETEX™), através de processos que fizeram com que a seção geológica retornasse à sua configuração inicial pré-deformação. As etapas utilizadas na restauração podem ser resumidas em: i) Carregamento e ajuste de seções sísmicas compostas, dados SRTM, falhas e horizontes; ii) balanceamento dos rejeitos de falhas; iii) reconstituição de camadas pré-dobramento; iv) descompactação e retirada das camadas, quando possível; v) restituição de trechos erodidos, quando necessário; vi) restauração do topo das camadas. As seções foram escolhidas levando também em consideração a orientação mais próxima a ortogonal aos eixos de dobra, que por sua vez é paralela à direção de transporte tectônico inferida, para minimizar transportes fora do plano da seção e estruturas com ângulo aparente. As seções foram balanceadas usando o modelo de fluxo paralelo de falha e o algoritmo de deslizamento flexural.

Para modelar a deformação flexural da litosfera, foi utilizado a ferramenta *Toolbox for Analysis of Flexural Isostasy* (TAFI) (Jha *et al.*, 2017) para MATLAB, associado ao modelo de elevação *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e dados de gravidade *Earth Gravitational Model 2008* (EGM2008) com um Resolução espacial 5' x 5' (Pavlis *et al.*, 2012) e grids fornecidos pelo *International Gravimetric Bureau* (BGI).

## **CAPÍTULO 2**

# **CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Cráton Amazônico

A evolução proterozóica da região Amazônica compreende dois eventos tectônicos principais: i) Um mais antigo relacionado à acreção de terrenos cratônicos do tipo *granulito-greenstone* iniciado a partir de um bloco Arqueano, ii) seguido pela formação de cinturões de alto grau metamórfico associados (Tassinari & Macambira, 1999; Cordani & Teixeira, 2007; Wanderley-Filho *et al.*, 2010) (Fig. 2.1). A junção desses eventos constitui os elementos básicos do Cráton Amazônico, que incluem partes do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia, englobando a maior parte do norte da plataforma Sul-americana em uma área aproximada de 5.600.000 km<sup>2</sup> (Santos, 2003). Reconstruções paleogeográficas indicam que o Cráton Amazônico ao longo de sua história compôs parte importante de pelo menos três supercontinentes: Columbia, Rodinia e Gondwana (Cordani *et al.*, 2009a; Geraldés *et al.*, 2015). De um modo geral, o *trend* E-W formado pelo sistema de bacias paleozóicas do Amazonas, Solimões e Acre, divide o cráton no Escudo das Guianas a norte e Escudo Brasil Central a sul por meio de uma descontinuidade geofísica materializada em um alto gravimétrico, que atua como o eixo da Bacia do Amazonas (Almeida *et al.*, 1981; Hasui *et al.*, 1984; Santos, 2003; Cordani & Sato, 1999) (Fig. 2.1).

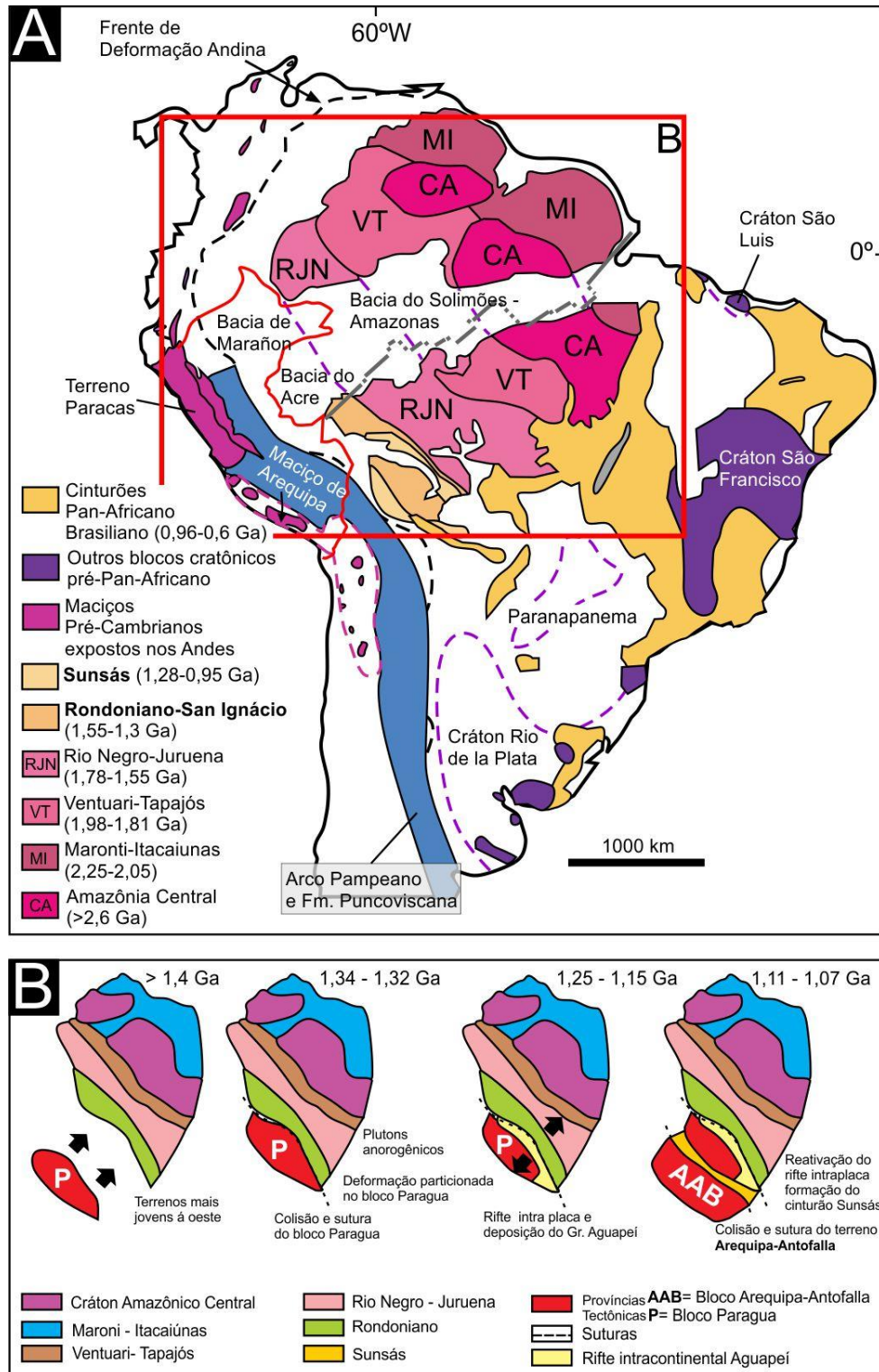


Figura 2.1. **A:** Principais terrenos do embasamento Andino e maiores províncias tectônicas do Cráton Amazônico (retângulo vermelho), com destaque para o Rondoniano-San Ignácio e Sunsás, e para a descontinuidade geofísica marcada por linha tracejada cinza relacionado ao eixo das bacias do Solimões e Amazonas (Modificado de Hasui *et al.*, 1984; Erlich *et al.*, 2018); **B:** Cenário de acreção dos terrenos Arequipa-Antofalla e Bloco Paragua na margem sudoeste do Cráton Amazônico (Modificado de Boger *et al.*, 2005 e Cordani & Teixeira, 2007).

A subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas ou tectônicas baseadas em idade, *trends* estruturais, proporção relativa entre tipos litológicos e atributos geofísicos como espessura crustal e assinatura gravimétrica e magnetométrica, tem se mostrado uma base importante para o entendimento dos processos de evolução crustal e suas implicações para a escala continental. No entanto, não existe um consenso quanto ao número, nomenclatura, idade e limites entre as províncias (Santos, 2003; Vasquez *et al.* 2008; Hasui, 2012; Fig. 2.2). Estudos recentes demonstram uma ampla faixa de correlação de idades entre os domínios do Cráton Amazônico e províncias situadas no Laurentia, Groenlândia e Baltica, indicando que estes terrenos também experimentaram uma orogenia acrescionária (Johansson 2009; Terentiev & Santosh, 2020; Condie, 2013; Fig. 2.3).

Uma extensa cobertura cenozóica dificulta o reconhecimento do embasamento da Bacia do Acre, sendo que o único método direto reside na extrapolação a partir de afloramentos que ocorrem em Rondônia, Mato Grosso e região centro-leste da Bolívia, em grande parte distantes cerca de 600 km. O mesmo não ocorre com as demais bacias paleozóicas sobrepostas ao Cráton Amazônico, onde é possível estabelecer os limites entre as províncias geocronológicas até a borda das bacias. Associado a isso, a ausência de poços que atingiram o embasamento nas porções central e sul da bacia e estimativas pouco precisas de espessura sedimentar fazem da Bacia do Acre uma das bacias exploratórias com embasamento mais desconhecido do território brasileiro. Em todo caso, inferências a partir de afloramentos indicam que o seu embasamento é formado pelas rochas mais jovens conhecidas no Cráton Amazônico (Cf. Cordani *et al.*, 1979; Tassinari & Macambira, 1999; 2004; Santos *et al.*, 2008).

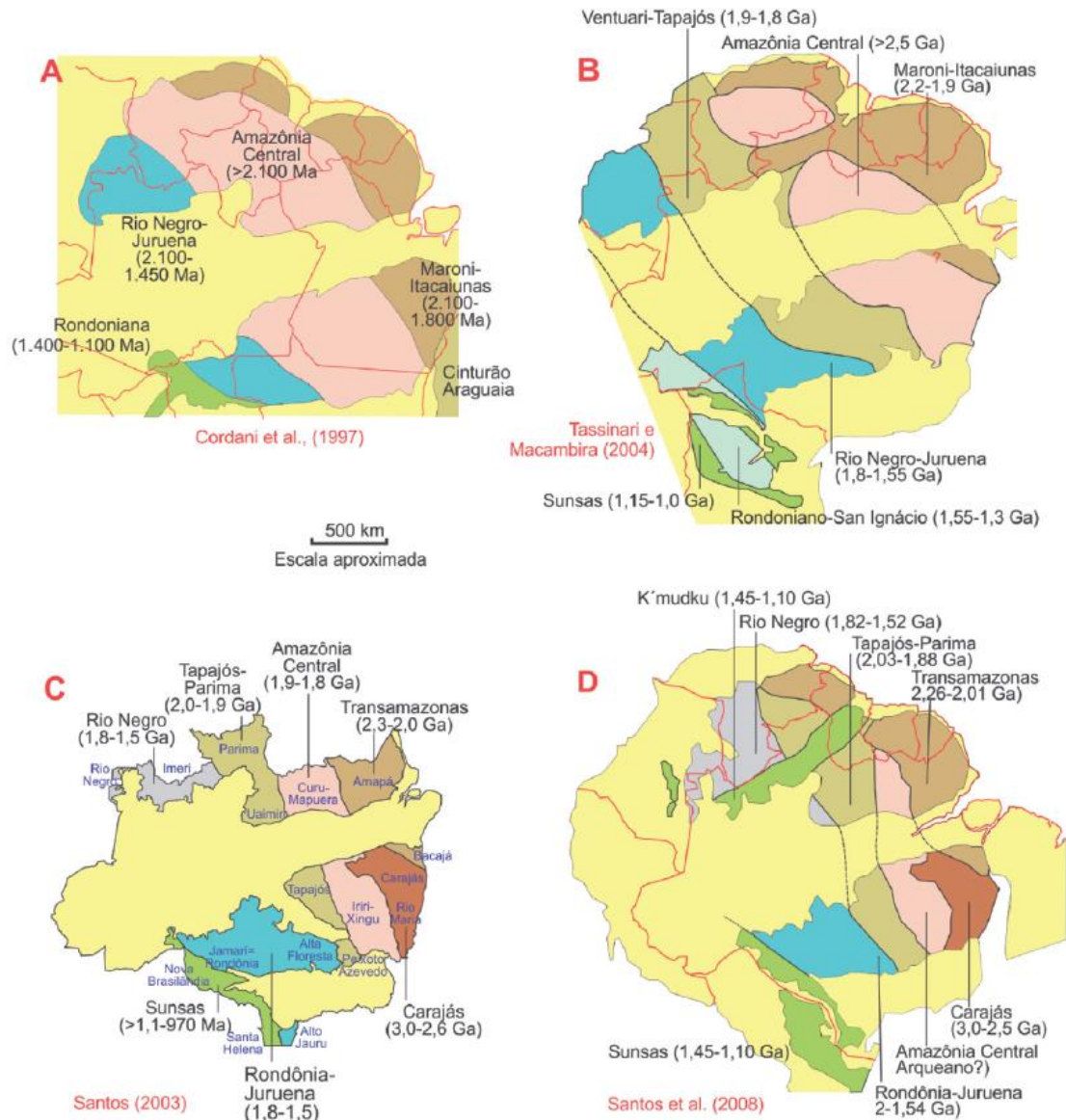


Fig. 2.2. Principais propostas de compartimentação do Cráton Amazônico com base em dados estruturais e geocronológicos, conforme compilação de Hasui (2012), onde **A**, **B**, **C** e **D** correspondem a compartimentações propostas por diversos autores. Notar diferença de nomenclatura, limites e idades na porção mais a sudoeste do cráton, a sudeste do Acre.

A depender do modelo adotado, o embasamento da Bacia do Acre pode ser formado pelas províncias Rondoniano, Rondoniano-Rio Negro ou mais recentemente pela província Sunsás ou pela junção entre as províncias Rondoniano-San Ignacio e Sunsás (Ramos, 2008; Hasui, 2012) (Fig. 2.2). As idades dessas províncias são atribuídas ao Mesoproterozoico, podendo variar de 1,45 - 1,10 Ga segundo Santos (2008) ou 1,15 -



1,10 (Sunsás) a 1,55-1,3 Ga (Rondoniano-San Ignacio) de acordo com Tassinari & Macambira (1999). Composicionalmente, essa porção do cráton é formada por rochas metassedimentares, metavulcano-sedimentares, rochas intrusivas e metamórficas de médio grau (Saes & Leite, 1993; Scandolara, 1999; 2006; Bettencourt *et al.*, 2010; Teixeira *et al.*, 2010; Gómez *et al.*, 2019; Geraldés *et al.*, 2020). Santos (2003) menciona ainda a existência de basaltos e granitos com idades entre 980 a 950 Ma, havendo um longo hiato entre 500 e 450 Ma desde o princípio do Neoproterozóico (Toniano) até a retomada com o magmatismo máfico cambriano Piranhas (507 Ma). Ribeiro *et al.* (2022) propõem que o domínio Oeste do Terreno Rio Apa, o domínio San Diablo (Terreno Sul do Paraguá) e a Província Ventuari-Tapajós são caracterizados por uma matriz de retrabalhamento crustal associada à reciclagem da crosta arqueana amazônica, marcada por um episódio de entrada juvenil nas fontes magmáticas em 1.809–1.805 Ma, que deram origem ao domínio leste juvenil do Terreno Rio Apa, o Terreno Paraguá e a Província Rio Negro-Juruena. Em termos evolutivos, é possível afirmar que a porção ocidental do Cráton Amazônico foi estabelecida por meio do cinturão orogênico Grenvilliano-Sunsás por volta de 1,46 a 1,11 Ga, relacionado à interação entre este cráton e o continente Laurentia, podendo ser dividido em quatro eventos orogênicos distintos, separados por longos períodos de quiescência (Santos *et al.*, 2008; Mišković *et al.*, 2009; Kroonenberg & Roeber, 2010; D’Agrella-Filho *et al.*, 2012; 2016; Rizzotto *et al.*, 2014): i) Santa Helena, ii) Candeias, iii) San Andrés e iv) Nova Brasilândia. Vale ressaltar que esses eventos são ainda pontuados por pelo menos três momentos de granitogênese associada a retrabalhamento crustal (Nedel *et al.*, 2020). Maiores detalhes acerca desses eventos, serão apresentados no item 2.3.1.1.

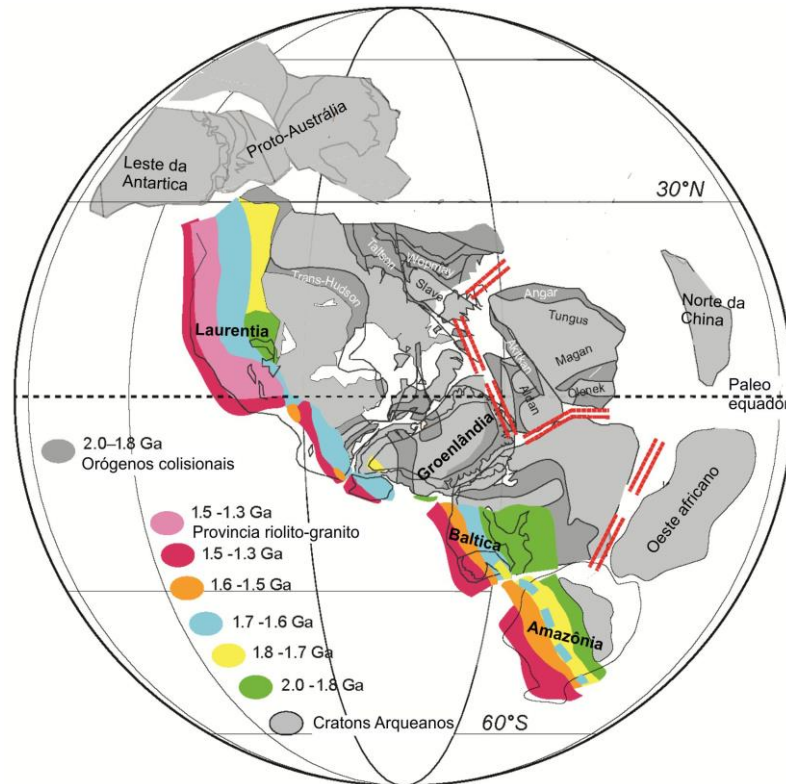


Fig. 2.3. Reconstrução paleomagnética do supercontinente Nuna (Columbia) por volta de 1270 Ma com as idades das províncias no “Grande Orógeno Acrescionário Proterozóico” (Modificado de Condie, 2013).

## 2.2 Bacia do Acre

Originalmente definida como uma grande bacia sedimentar de 150.000 km<sup>2</sup>, situada no extremo oeste brasileiro, englobando o estado do Acre e parte do estado do Amazonas (Feijó & Souza, 1994; Cunha, 2006; 2007), a Bacia do Acre aparece em estudos mais recentes (Milani & Thomaz Filho, 2000; Silva *et al.*, 2003; Caputo, 2014) com sua área reduzida para cerca de 40.000 km<sup>2</sup> a 97.400 km<sup>2</sup>, com seus limites definidos a leste pelo Arco de Iquitos, que a separa da Bacia do Solimões, a oeste pelas bacias do Marañón e Ucayali no Peru e a sul, limitada pela Bacia Madre de Dios (Fig. 1.1). A ANP em seus últimos leilões de blocos exploratórios credita o limite sul da Bacia do Acre ao Arco de Fitzcarrald (Vasconcelos & Coutinho, 2014) que faria a separação com a Bacia Madre de Dios, em parte semelhante ao proposto por Miura (1972) e em conformidade com a definição de Mohriak *et al.* (1995), adotada também por Cunha (2007) e Roddaz *et al.* (2005a). Caputo (2014) atribui o limite leste da Bacia do Acre ao Arco de Envira (Fig.

1.2D), que corresponderia a um soerguimento do embasamento no Jurássico tardio, responsável pela erosão da sucessão Ordoviciano-Jurássica. Os dados levantados durante esta tese (Capítulo 4) apontam que esse arco corresponde a uma expressão de um alto regional do embasamento muito maior, coincidente com o esperado para o posicionamento do *forebulge* e não demonstram a erosão completa da sucessão Ordoviciano-Jurássica. Além disso, diversos autores indicam que o Arco de Iquitos parece ser a estrutura mais adequada para limitar a Bacia do Acre a leste (Fig. 1.2A, C), de forma análoga ao critério utilizado para delimitar a Bacia de Marañón. Mais recentemente, Albert *et al.* (2018) adotaram a denominação Bacia do Alto Madeira para a porção a sul do Arco de Fitzcarrald e alguns autores consideram como Bacia do Acre somente os depósitos do Siluriano ao Jurássico preservados no extremo noroeste, entre as falhas de Batã e Divisor (Peres *et al.*, 1982; Oliveira, 1994). A Figura 1.2 resume os principais limites adotados para a Bacia do Acre ao longo das últimas décadas.

A Bacia do Acre ainda pode ser dividida a partir de dados sísmicos em dois baixos estruturais separados pelo Alto de Paraguá, de idade jurássica originado durante o tectonismo Juruá: Calha de Juquirana a norte e Calha Central a sul (Fig. 2.4). A leste ocorre a Plataforma Cruzeiro do Sul e as principais deformações da bacia ocorrem no seu extremo oeste, próximo à fronteira com o Peru, sendo representadas pela falha inversa de Batã com direção norte-sul e pelo sistema de falhas reversas Oeste de Batã associados à formação da Serra do Divisor (Oliveira, 1994; Wanderley-Filho *et al.*, 2010; Cordani *et al.*, 2016; Costa *et al.*, 2020). É nessa porção da bacia que historicamente ocorreram os maiores esforços exploratórios, com o maior número de levantamentos sísmicos e perfuração de poços. Isso é devido a sua intensa deformação, que faz com que esta seja a área com maior influência de tectônica Andina, e, portanto, com a maior possibilidade de conter trapas estruturais semelhantes às encontradas nas bacias de Ucayali e Marañón. Uma discussão mais ampliada acerca desses baixos e altos estruturais será abordada nos capítulos 4 e 5.

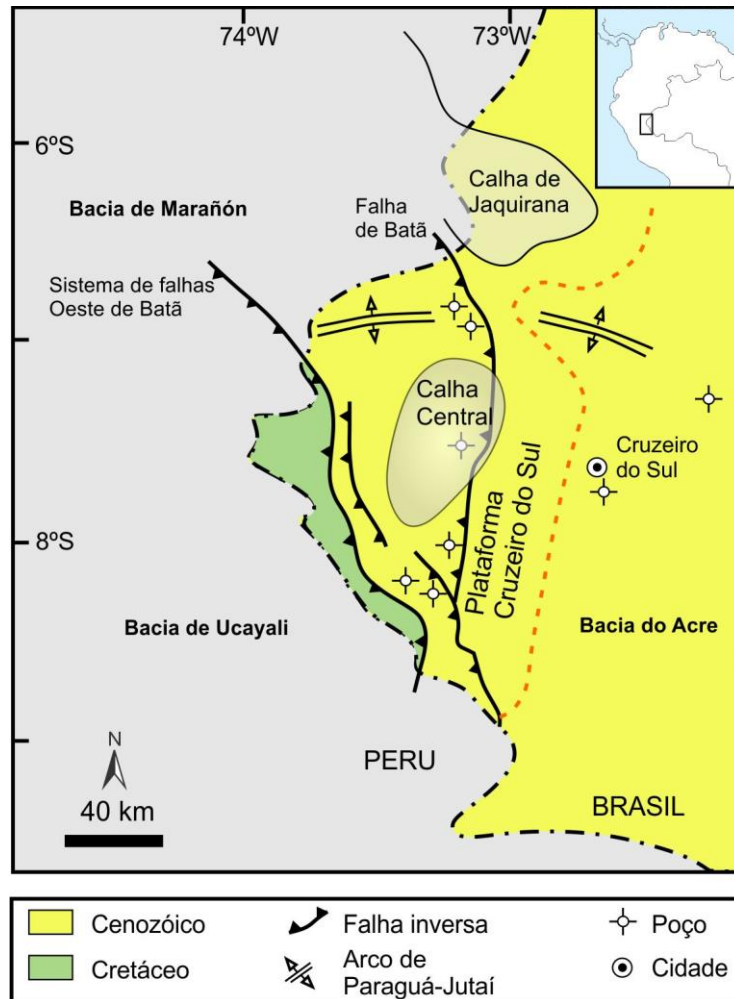


Fig. 2.4. Principais feições do oeste da Bacia do Acre e seus baixos deposicionais. A linha vermelha tracejada indica o contato entre a área de ocorrência de depósitos jurássicos e triássicos em subsuperfície a oeste e ausência desses depósitos a leste (Modificado de Cunha, 2006 e Wanderley Filho *et al.*, 2010).

Um resumo da construção histórica do conhecimento geológico da Bacia do Acre pode ser encontrado em Oliveira (1994), o qual envolve basicamente relatórios internos de pesquisas de cunho exploratório realizadas entre as décadas de 1930 e 1990 pelo então Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), antigo Conselho Nacional do Petróleo (CNP) e pela Petrobras, podendo ser dividida em cinco etapas (Vasconcellos & Coutinho, 2013):

- i) 1935-1944: Pesquisas realizadas pelo DNPM e CNP visando reconhecimento geológico;
- ii) 1958-1964: Com a criação da Petrobras em 1953 e após descobertas de acumulações comerciais no Peru, foram perfurados 4 poços estratigráficos,

realizado aquisição de fotografias aéreas e levantamento gravimétrico terrestre concentrado ao longo dos rios;

- iii) 1971-1975: Perfuração de 4 poços pioneiros pela Petrobras, visando a seção Cretácea;
- iv) 1981-1997: Perfuração de 3 poços pioneiros pela Petrobras, todos com indício de hidrocarbonetos e v) desde 1997: Criação da ANP, com breve retomada dos investimentos na bacia, marcada pela aquisição aérea e terrestre de dados potenciais, nova aquisição sísmica, reprocessamento de linhas sísmicas antigas, pelo Bloco BAC-1 concedido à Petrobras e pela oferta de blocos na 12ª rodada de licitações de petróleo e gás, com aquisição de um bloco pela Petrobras. No entanto, os últimos seis anos vem sendo marcados por desinvestimentos e mudança estratégica da Petrobras, que vem revisando seu portfólio e se retirando das operações em bacias terrestres.

Oliveira (1994) é também autor da mais completa análise tectono-estratigráfica da Bacia do Acre, com base principalmente em seções de sísmica 2D, resultando na definição de sete unidades sísmicas (Pré-Permo-Carbonífero, Permo-Carbonífero, três unidades no Juro-Triássico, Cretáceo e Cenozóico) relacionadas a dois eventos distensionais (Pré-Devoniano-Permiano e Permiano-Triássico), e três compressionais (Base do Permiano, Triássico-Jurássico e Mioceno-Plioceno). Feijó & Souza (1994) e posteriormente Cunha (2007) apresentaram os estudos stratigráficos mais completos já publicados, os quais definiram a carta stratigráfica da Bacia do Acre. Mais recentemente, Milani & Thomaz Filho (2000) a definiram como uma bacia de antepaís retroarco, que integra um sistema maior com uma área de 300.000 km<sup>2</sup>.

Apesar dos diversos estudos realizados ao longo das últimas décadas, a compreensão acerca da composição, estruturação e profundidade do embasamento ainda é incipiente e carecem estudos que posicionem em detalhe a Bacia do Acre dentro do sistema Andino.

Em termos de classificação, a Bacia do Acre corresponde a uma bacia do tipo retroarco sobre crosta continental associada a subducção do tipo B, conforme a classificação de Bally & Snelson (1980), tipo IS conforme Kingston *et al.* (1983) ou segundo a classificação de Kleme (1980), a uma bacia do tipo II - A oriunda a partir da evolução de uma bacia do tipo V. Do ponto de vista de classificação a partir da tectônica

de placas moderna (Dickinson, 1974) é possível atribuir que a Bacia do Acre passou por estágios de sinéclise, rift e atualmente compõe o *foredeep* (retroarco periférico) de uma bacia *foreland* (antepaís Andino) (DeCelles & Giles, 1996; Milani & Thomaz Filho, 2000). Essas bacias ocorrem entre uma cadeia de montanhas e um cráton adjacente, tendo por característica o desenvolvimento de uma sedimentação com preenchimento assimétrico, sendo mais espesso junto ao cinturão de dobramentos e cavalgamentos e migração preferencial de deposição no sentido do antepaís (Beaumont, 1981; Horton & DeCelles, 1997; Catuneanu, 2004; Allen & Allen, 2005; DeCelles, 2012). Tem seu preenchimento de até 7.700 m formado mediante evolução complexa, com vários ciclos tectônicos de compressão e distensão, que se iniciou no Paleozóico e perdurou até o Cenozóico, resultando em 11 sequências de segunda ordem, separadas por discordâncias (Feijó & Souza, 1994; Wanderley-Filho *et al.*, 2010). Sua evolução pode ser resumida em uma fase Pré Andina em que predomina tectônica distensiva sinéclise a rifte durante o Siluriano-Jurássico, uma fase relacionada a separação final entre os continentes Laurásia e Gondwana denominada orogenia Juruá de idade Jurássico-Cretáceo e outra fase em que predomina a compressão Andina, marcada pela orogenia Quechua de idade Mioceno (Oliveira *et al.*, 1997; Cunha, 2007; Wanderley-Filho *et al.*, 2010). Cunha (2006) divide o preenchimento dessa bacia em onze sequências estratigráficas de segunda ordem, representadas por 1.500 m de rochas paleozóicas, 4.000 m de depósitos mesozóicos e cerca de 2.000 m de estratos cenozóicos. No entanto, Cunha (2007) na última grande revisão litoestratigráfica da bacia, agrupou os depósitos em seis sequências estratigráficas de segunda ordem (Fig. 2.5), com as seguintes características e idades

i) Siluriano/Devoniano inferior, marcada provavelmente por sedimentação siliciclástica marinha rasa. A definição dos sistemas deposicionais é obtida por correlação com os grupos Benjamin Constant na Bacia do Solimões e Contaya na Bacia do Marañón, uma vez que os depósitos da Bacia do Acre foram inferidos exclusivamente por meio de sísmica de reflexão 2D e permanecem inominados. Relatórios iniciais do poço 1-RM-1-AC mencionam a perfuração de sucessão pré-carbonífera sobreposta ao embasamento. No entanto, esses depósitos foram reinterpretados como pertencentes a Formação Apuí de idade carbonífera (Feijó & Souza, 1994). Esse poço perfurado em 1982 possui especial importância, por conter a seção tipo de todas as formações litoestratigráficas da bacia, à exceção da Formação Solimões.

ii) Devoniano inferior/Carbonífero inferior com prováveis sedimentos continentais a marinhos litorâneos de estágio tectônico de sinéclise. De modo semelhante, estes depósitos permanecem inominados, nunca perfurados por poços exploratórios, sendo definidos com base em correlação indireta e tendo seu reconhecimento apenas mediante interpretação sísmica, em que é possível identificar a discordância basal associada à Orogenia Caledoniana e a discordância de topo, atribuída à Orogenia Herciniana. Folhelhos geradores de idade devoniana são classicamente descritos nas bacias peruanas, no entanto, não há a comprovação destes depósitos na Bacia do Acre (Wanderley-Filho *et al.*, 2010).

iii) Carbonífero médio/Permiano inferior, representando o momento em que a Bacia do Acre corresponde a uma bacia intracratônica marginal com subsidência flexural para oeste e desenvolvimento de charneira associada à plataforma carbonática Cruzeiro do Sul. Pode ser dividido em três estágios deposicionais, onde o primeiro estágio é representado pelos leques aluviais mississipianos da Formação Apuí, depositados em regime distensivo logo após a orogenia Herciniana. O segundo estágio é marcado por ampla transgressão marinha de idade pensilvaniana, que se estende desde a Bacia de Ucayali. Essa fase representa os primeiros carbonatos da bacia, que compõem a Formação Cruzeiro do Sul, juntamente com anidrita e folhelhos depositados em contexto de inundação máxima. O terceiro e último estágio é dominado por regressão marinha e pelo restabelecimento da deposição continental, sendo representado por arenitos avermelhados, folhelhos e anidrita da Formação Rio do Moura.

iv) Permiano médio a Triássico inferior, composto por carbonatos, evaporitos e depósitos siliciclásticos da Formação Juruá Mirim, depositada em contexto tectônico Pré-Andino, em regime distensivo associado à falhas sintéticas e ampla subsidência flexural. Nas bacias peruanas de Ucayali e Marañón essa sequência é caracterizada por *red beds* e evaporitos do Grupo Mitu.

v) Jurássico, formado por depósitos continentais regressivos compostos por *red beds*, arenitos e evaporitos, depositados em ambientes lagunares, *sabkha*, fluvial e eólico. Neste intervalo, ocorrem *stocks* e lacólitos alcalinos de idade  $194 \pm 12$  Ma (Oliveira, 1994) - mencionadas por Cunha (2007) como rochas ígneas ácidas extrusivas do tipo traquito nefelínico - e rochas básicas extrusivas do tipo basalto com idade entre  $229 \pm 7,9$  e  $221,8 \pm 6,7$  Ma (Oliveira, 1994), sendo mencionadas por Cunha (2007) com idade 177

$\pm 8$  Ma. Ambas as idades foram obtidas pelo método K-Ar em rocha total. O Jurássico Superior também marca o principal evento tectônico compressivo da Bacia do Acre, sendo marcado por uma fase deformacional relacionada à rotação continental associada ao início do processo de rifteamento do Gondwana, denominada Diastrofismo Juruá (Mabesoone & Newman, 2005; Caputo, 2014). O evento Juruá afetou a bacia na forma de dobramentos assimétricos, halocineses, uma importante discordância e pela formação da Falha de Batã a partir de um alto do embasamento.

vi) Após o hiato de cerca de 40 Ma relacionado à discordância regional do final do Jurássico, ocorre a deposição de sequências que iniciaram no Aptiano e prosseguiram até o Plioceno, por meio de deposição essencialmente fluvio-deltaica-nerítica resultante de intervalos de quietude tectônica, intercalados com deformações relacionadas ao processo de subsidência flexural e orogenia Andina. Durante o Cretáceo inferior ao Paleoceno, predominaram intervalos de baixa atividade tectônica, formados por quatro sequências deposicionais de segunda ordem. A primeira sequência iniciou com sedimentos clásticos grossos da porção basal da Formação Moa, depositados em ambiente flúvio-deltaico a nerítico, em uma bacia do tipo antepaís adjacente ao cinturão de dobramentos Andino. Essa sequência é seguida por arenitos marinhos e folhelhos transgressivos da parte superior da Formação Moa, que representa, o evento de inundação máxima mais significativo desde o Triássico. Em seguida, foi depositado uma sequência composta por arenitos finos e folhelhos da Formação Rio Azul, culminando com uma superfície de inundação máxima no Santoniano. A sequência final é formada por arenitos da Formação Divisor e finalizada pela intercalação entre folhelho, arenitos e carbonatos plataformais da Formação Ramon. Durante o Eoceno - Plioceno, um novo ciclo sedimentar é estabelecido em meio às primeiras evidências claras da Orogenia Andina. Esse ciclo é marcado pela deposição de arenitos da Formação Solimões em ambiente fluvial-lacustre. A Formação Solimões foi especialmente afetada pela Orogenia Andina durante o Mioceno ao Plioceno, por meio de dobramentos, halocineses, soerguimentos e reversões por meio de reativações de falhas, como no caso das falhas de Batã e Oeste de Batã, que ao serem reativadas, propiciaram o soerguimento da feição geomorfológica conhecida como Serra do Divisor (Wanderley-Filho *et al.*, 2010). É também nos depósitos do Cretáceo e principalmente Cenozóico que se concentram os principais estudos sedimentológicos, paleontológicos e geoquímicos da Bacia do Acre (Rego, 1930; Bocquentin & Souza-Filho, 1990; Barros *et al.*, 1997; Kronberg *et al.*, 1998; Gingras *et*



al., 2002; Vieira & Bertini, 2005; Almeida *et al.*, 2007; Negri *et al.*, 2010; Haag, 2012.; Kloster *et al.*, 2012; Machado *et al.*, 2012; Fortier *et al.*, 2014; Kloster *et al.*, 2015; Souza-Filho & Guilherme, 2015; Haag & Henriques, 2016; Kerber *et al.*, 2016; Souza, 2018; Horbe *et al.*, 2019; Santos *et al.*, 2019; Silva-Caminha, 2020; Alvim, 2020; Kern *et al.*, 2020; Alvim *et al.*, 2021; Lacerda *et al.*, 2021; Sousa *et al.*, 2021; Leandro *et al.*, 2022; Muniz *et al.*, 2022, Rodrigues *et al.*, 2023).

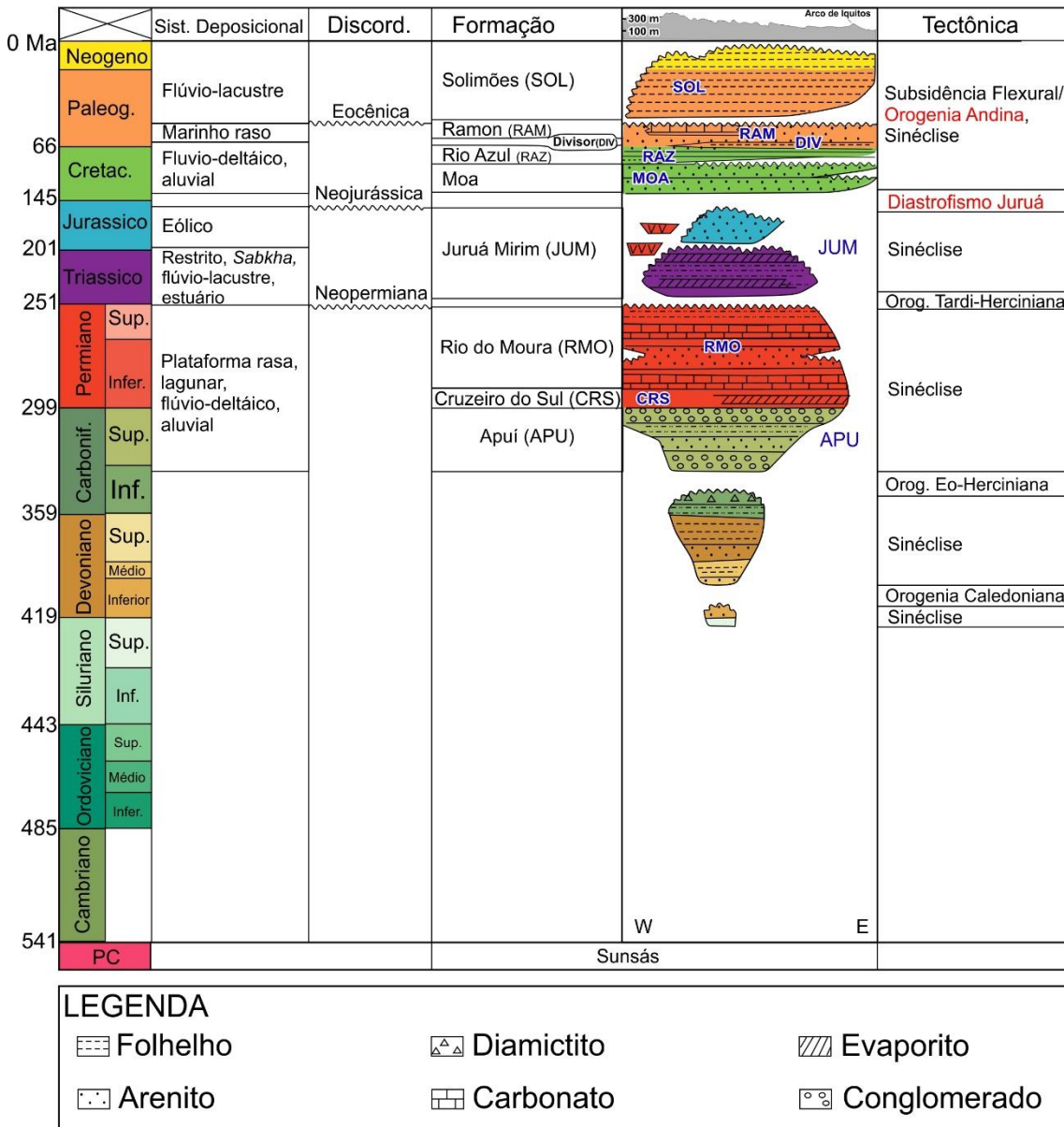


Fig. 2.5. Carta estratigráfica da Bacia do Acre, com as principais unidades litoestratigráficas, sistemas deposicionais, estágios tectônicos e destaque para as orogenias Juruá e Andina (Modificado de Cunha, 2007).

No primeiro semestre de 2023 teve início a perfuração de um poço no município de Rodrigues Alves (AC) a cerca de 160 km a leste do poço 2-JMST-1-AC que visa testemunhar a seção cenozóica (Baker *et al.*, 20015). A perfuração do poço visa atingir a profundidade de 2.000 m e estudar a origem e evolução de clima, relevo e hidrologia da região Amazônica e sua importância para o clima global, como parte do *Transamazon Drilling Project*, uma iniciativa do *International Continental Scientific Drilling Program* realizada em cooperação com a *National Science Foundation*, o *Smithsonian Tropical Research Institute* e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo.

Tendo em vista que apenas quatro poços exploratórios atingiram o embasamento, o entendimento acerca da composição das rochas cristalinas abaixo da coluna sedimentar ainda é incipiente. De um modo geral, acredita-se que o embasamento seja formado por rochas proterozóicas ígneas e metamórficas, principalmente do Complexo Jamari, relacionadas à Faixa Móvel Rondoniana – San Ignacio e/ou Sunsás, implantada durante a orogenia Greenvilliana-Sunsás (Oliveira, 1994; Cavalcante, 2006; Cunha, 2007; 2006; Ramos, 2008; Wanderley-Filho *et al.*, 2010).

Muito pouco se conhece acerca do preenchimento e evolução tectônica da porção sul da Bacia do Acre, conforme definição de Cunha (2007), sendo as informações obtidas principalmente a partir de correlações com a sua porção peruana e boliviana (Petroperu, 2002; Frederic *et al.*, 2016; Schneider *et al.*, 2018), o que sugere uma importante deposição paleozóica, comparativamente espessa em relação a deposição mesozóica e cenozóica (Baby *et al.*, 2018; Louterbach *et al.*, 2018; McClay *et al.*, 2018) e embasamento mais raso (Capítulo 4). Por estar situada junto a borda oriental da grande bacia sub-Andina Madre de Dios que ocorre na porção centro-sul do Peru e norte da Bolívia, a porção brasileira a sul do Arco de Fitzcarrald acaba sendo englobada nesta bacia sub-Andina (Fig. 1.2), ao qual, acredita-se por correlação que a porção sul da Bacia do Acre apresente menor deformação comparativamente à sua porção norte (Oliveira, 1994).

### 2.3 Origem e evolução das bacias sub-Andinas dos Andes Centrais do Peru e Bolívia e suas implicações para a Bacia do Acre.

Tendo em vista que a Bacia do Acre estabelece limite a oeste com parte das bacias sub-Andinas dos Andes Centrais, estando também a região das falhas do Divisor situada na zona sub-Andina (Figs. 1.3; 2.6), se faz necessário abordar a evolução regional da tectônica Andina e suas bacias para uma melhor compreensão da Bacia do Acre. Outro aspecto relevante reside no fato de a Bacia do Acre estar posicionada no *trend* de ocorrência de campos de hidrocarbonetos e rochas geradoras que vai desde a Venezuela ao norte da Argentina (Hermoza *et al.*, 2011; McGroder *et al.*, 2015; Schneider *et al.*, 2018; Baby *et al.*, 2019).

Os Andes atuais são compostos por cinturão orogênico originado principalmente pelo choque entre as placas de Nazca e Sul-Americana, se estende por mais de 7.000 km, do sul da Argentina até a Venezuela (Ramos, 2009) e pode ser dividido em Andes Austrais, Andes Centrais e Andes Setentrionais (Gansser, 1973) (Fig. 2.6). Embora sua morfologia atual e estruturação resultem de compressão em margem de placas convergentes desde o Cretáceo Superior, a evolução pré-Andina da margem Peruana e Boliviana preserva rica superposição de eventos de deformação, tanto em regimes compressoriais, quanto extensionais (Noblet *et al.*, 1996; Jailard *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2007; Ramos, 2009; 2010b; 2018; Mason *et al.*, 2022).

Os Andes Centrais, que ocorrem desde o norte do Chile até a fronteira do Peru com Equador (Gansser, 1973) (Fig. 2.6), ganham destaque por conter uma das mais extensas e altas cordilheiras do mundo, atingindo mais de 6.000 m de elevação, com uma deformação que se estende por quase 1.000 km em direção ao continente a partir da trincheira (Beck *et al.*, 1996; Armijo *et al.*, 2015). Esta deformação está atualmente relacionada a uma dinâmica de convergência, em que a placa de Nazca que migra com direção E/ENE encontra a placa da América do Sul, a qual se desloca para oeste devido a abertura do Oceano Atlântico Sul e a consequente criação do assoalho oceânico, resultando em uma taxa de convergência média em torno de 8 cm/ano entre as latitudes de 2° S e 23° S (Jaillard *et al.* 2000; Torsvik and Cocks, 2016; Horton, 2018a). Outros fatores diferenciam os Andes Centrais em relação aos Austrais e Setentrionais (Jordan *et*

al., 1983; Mégard & Philip, 1976; Ramos, 1999; Ramos & Alemán, 2000; Ramos & Folgueira, 2009):

- i) Os Andes Centrais são tipicamente dominados por processos de subducção, ao passo que nos demais predomina obducção.
- ii) Os *flat slabs* modernos predominam nos Andes Centrais.
- iii) Corresponde à região com maior desenvolvimento orogênico, magmático e estrutural, e conseqüentemente, com o maior cavalgamento tectônico e encurtamento crustal.

Desta forma, os Andes Centrais oferecem um dos melhores exemplos modernos do processo de construção de montanhas associado à convergência oceânico-continental, podendo inclusive servir como um análogo moderno para a interpretação de cadeias de montanha convergentes mais antigas.

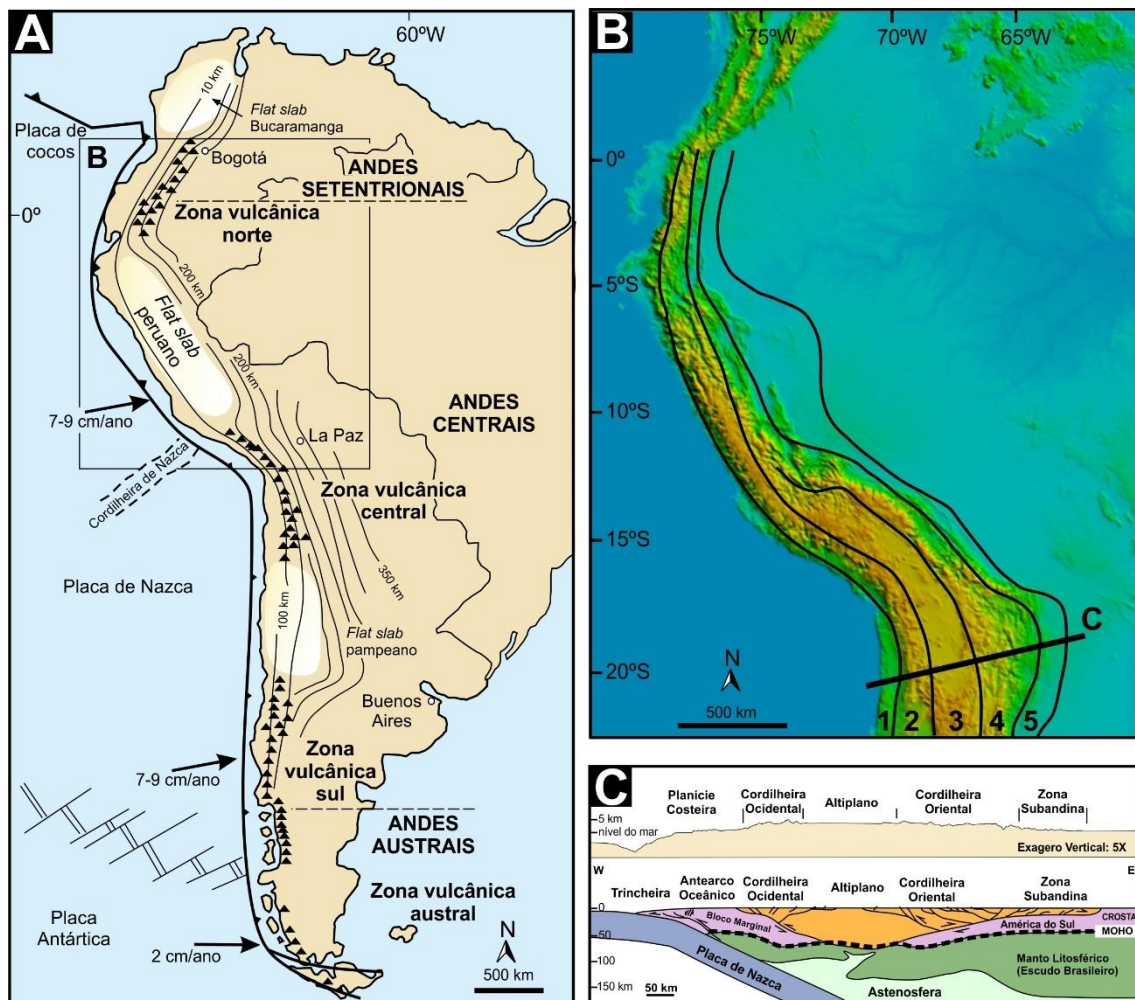


Fig 2.6. **A:** Compartimentação andina, exibindo os *flat slabs* atuais, os arcos vulcânicos (triângulos pretos) e curvas de contorno indicando a profundidade da zona Wadati-Benioff (Modificado de Ramos & Folguera, 2009); **B:** Províncias fisiográficas dos Andes Centrais (modificado de Noblet *et al.*, 1996 e Suárez *et al.*, 1983) projetadas sobre o modelo de elevação SRTM, onde 1: Planície Costeira, 2: Cordilheira Ocidental, 3: Altiplano, 4: Cordilheira Oriental e 5: Zona Sub-Andina. Segundo essa abordagem, a região da Serra do Divisor, no extremo noroeste do estado do Acre, está inserida na Zona Sub-Andina; **C:** Seção regional 2D interpretada transversalmente ao orógeno Andino (Modificado de Armijo *et al.*, 2015).

O entendimento da geologia dos Andes Centrais do Peru e Bolívia tem avançado na última década, mediante diversos estudos que abordam de modo multidisciplinar questões geodinâmicas, tectônicas até questões puramente estratigráficas e sedimentares (*e.g.* Jacques, 2003; Espurt *et al.*, 2008; Horton, 2018b; Zamora *et al.*, 2018; Bicudo *et al.*, 2019; Rojas Vera *et al.*, 2019). Grande parte desses estudos foram impulsionados pela busca por novos *plays* petrolíferos nas bacias genericamente denominadas sub-Andinas. Nesse contexto, para o entendimento dessas bacias, faz-se necessário compreender a evolução regional, uma vez que o seu estabelecimento foi influenciado por múltiplos fatores, como a acreção e colisão de terrenos, reativações em zonas de sutura, distribuição e mudança de composição de arcos vulcânicos, erosões, mudanças de depocentro relacionadas ao soerguimento de cadeias de montanhas e mudanças de geometria de zonas de subducção (McGroder *et al.*, 2013, Ramos, 2018).

Mapeamentos regionais associados à datações geocronológicas forneceram evidências de sete pulsos de deformação no ciclo orogênico Andino que afetaram o Peru: Peruana (Cretáceo superior), Incaica (Eoceno) e cinco fases Quechua definidas como Quechua I a Quechua V (Mégard, 1984; Ellison *et al.*, 1989; Noblet *et al.*, 1996; Wise *et al.*, 2008). A fase Quechua I (início do Oligoceno) corresponde a dobramentos na Cordilheira Ocidental; a fase Quechua II (final do Oligoceno ao início do Mioceno) marcado por rochas vulcânicas dobradas da Cordilheira Ocidental; a fase Quechua III (Mioceno médio) com depósitos dobrados principalmente no Altiplano e sendo a única fase a atingir a região sub-Andina; a fase Quechua IV (final do Mioceno) com sedimentos lacustres dobrados na parte central da Cordilheira Ocidental; e a fase Quechua V, relacionada a um grande deslizamento gravitacional no Altiplano.

O evento Quechua III, além de se destacar no cenário evolutivo da deformação Andina ao marcar o início do desenvolvimento dos cinturões sub-Andinos de dobras e cavalgamentos, os quais acomodaram a maior parte do encurtamento que se deu segundo

a direção E-W, possui uma especial importância no que se refere à Bacia do Acre, pois é creditado a essa fase tectônica, por exemplo, o soerguimento da Serra do Moa e reversão de falhas (Oliveira, 1994).

Em que pese Menegazzo *et al.* (2016) proporem para a Bacia Bauru, no centro sul do Brasil, que esta compõe parte da província *back-bulge* de um sistema *foreland retroarc* relacionado à tectônica Andina durante o Cretáceo Superior, de modo semelhante ao que a Bacia do Solimões experimentou a partir do Neógeno (Wanderley Filho *et al.*, 2007); a Bacia do Acre se destaca por claramente sofrer influência da orogenia Andina recente em depozona *foredeep* e por apresentar correlação litoestratigráfica com diversas bacias sub-Andinas. Boa parte dos processos tectônicos que atuaram nas bacias sub-Andinas do Peru e Bolívia também atuaram na Bacia do Acre, fazendo desta a única bacia brasileira atualmente sob influência direta de Orogenia Andina (Cunha, 2007). Neste sentido, esta tese focará especificamente as bacias de Marañón, Uacyali e Madre de Dios, tendo em vista que essas bacias estabelecem limite com a Bacia do Acre (Fig. 1.1), e, portanto, compartilham a evolução em contexto antepaís. Desta forma, este capítulo não contemplará uma análise crítica das bacias que atualmente encontram-se em contexto de cunhas de topo (*wedge top*), a saber: Santiago, Huallaga, Pachieta, Ene e Camisea.

Se levado em consideração o complexo Andino de bacias antepaís retroarco denominado Marañón-Ucayali-Acre, a área atinge cerca de 900.000 km<sup>2</sup> (Milani & Thomaz Filho, 2000), com latitudes entre 5°S e 15°S. De um modo geral, essas bacias podem atingir mais de 5.000 m de depósitos, constituídos por rochas siliciclásticas, carbonáticas, evaporíticas e ígneas intrusivas. A idade desses depósitos varia do Ordoviciano Médio ao Plioceno, ao qual se formaram ao longo de complexa história evolutiva relacionada a intercalações entre intervalos distensivos e compressivos diretamente ligados a reativações de estruturas do embasamento (Mathalone & Montoya, 1995; Milani & Thomaz Filho, 2000; Jacques, 2003; McGroder *et al.*, 2013; Ramos, 2018). Eventualmente, a seção paleozóica e mesozóica pré-Andina das bacias sub-Andinas do Peru é denominada como Bacia de Paracas, Bacia de Arequipa ou Bacia de Pucará (*e.g.* Carlotto *et al.*, 2009; Ramos, 2018). Li (2011) chegou a dividir a Bacia do Acre nas bacias Putumayo e Acre-Beni. Por fim, é possível afirmar que as bacias sub-Andinas dos Andes Centrais peruano e boliviano representam um dos mais importantes registros de antepaís na América do Sul, ao conter diversos sistemas petrolíferos



comprovados (Zamora *et al.*, 2011) e guardar registros fundamentais para o entendimento da evolução da Plataforma Sul-Americana ao longo do Fanerozóico (Fig. 2.7).

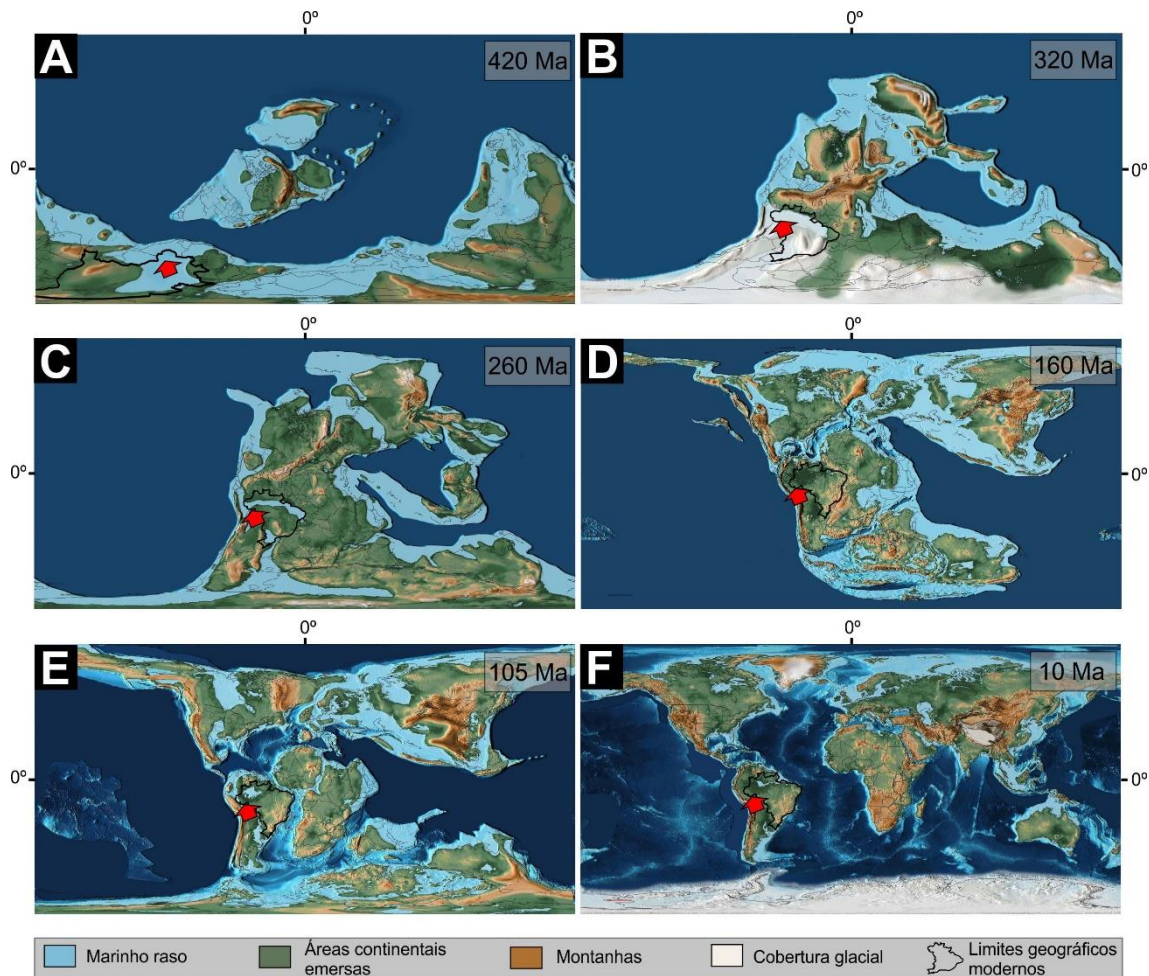


Fig. 2.7. Reconstrução paleogeográfica, com destaque para Bacia do Acre representada por setas vermelhas (adaptado de Scotese, 2016), onde **A**: Projeção equirretangular para Eo-devoniano, quando se iniciou a deposição na Bacia do Acre; **B**: Reconstrução exibindo a glaciação do Eo-mississipiano responsável pela deposição dos diamictitos nos membros inominados da Bacia do Acre; **C**: Reconstrução para o Permiano médio, exibindo a ingressão que originou os depósitos carbonáticos nas bacias sub-Andinas e Bacia do Acre; **D**: Reconstrução paleogeográfica para o Kimmeridgiano, em que é possível perceber a amalgamação continental relacionada ao evento Juruá; **E**: Projeção paleogeográfica equirretangular para o Albiano, marcando os estágios iniciais da Orogenia Andina; **F**: Mapa paleogeográfico do Neo-mioceno, quando foram estabelecidos os arcos de Iquitos e Fitzcarrald, como parte do processo de consolidação do sistema de antepaís Andino na Bacia do Acre.

### 2.3.1 Evolução Tectono-Sedimentar

### 2.3.1.1 Orogenia Grenvilliana-Sunsás (Mesoproterozóico)

Este evento orogénico mesoproterozóico assume papel importante na consolidação do embasamento dos Andes Centrais (Brito Neves & Fuck, 2013, 2014) (Fig. 2.1), podendo ser dividido em dois orógenos principais: i) Orógeno Sunsás desenvolvido na margem do Cráton Amazônico e ii) Cinturão orogênico Grenviliano com terrenos amalgamados durante a formação do Rodínia, que se sobrepõe em parte, às unidades paleoproterozoicas.

Conceitualmente o evento Sunsás (1,46-1,10 Ga), corresponde ao orógeno autóctone com cerca de 6.000 km de comprimento, que se estende desde o norte da Argentina e Paraguai até o leste da Venezuela, estando em grande parte localizado na margem oeste do Cráton Amazônico e relacionado à colisão deste com Laurentia para formar o supercontinente Rodínia (Fig. 2.1 e Fig. 2.8). Apesar de sua consolidação essencialmente colisional, sua evolução pode ser entendida em termos de um Ciclo de Wilson completo, com uma etapa de distensão, seguido por convergência e finalizando com uma etapa terminal (Teixeira *et al.*, 2010; Rizzotto *et al.*, 2014). Essa evolução pode ser resumida em três eventos:

1. Evento Santa Helena (Santos *et al.*, 2000; Geraldés *et al.*, 2001; Bettencourt *et al.*, 2010), que atuou no oeste de Mato Grosso, relacionado à acreção de rochas magmáticas juvenis à crosta (Santos, 2003), podendo ser relacionado a formação de arco magmático em margem continental ativa (Ruiz *et al.*, 2004) entre 1590 e 1350 Ma.
2. Evento Candeias (1.350 a 1.310 Ma), relacionado à combinação de um arco magmático em margem continental ativa com orogênese colisional (Santos, 2003), que equivale ao Ciclo San Ignácio definido na Bolívia (Cordani *et al.*, 2009b; Bettencourt *et al.*, 2010).
3. E por fim, o evento Nova Brasilândia (1.240 a 1.060 Ma), correspondendo ao terceiro e último da Orogenia Sunsás (Santos 2003), sendo este essencialmente colisional. O final desse ciclo resultou na configuração atual do Cinturão Orogênico Sunsás, que segundo Cordani & Teixeira (2007) perdurou de 1.11 a 1.07.



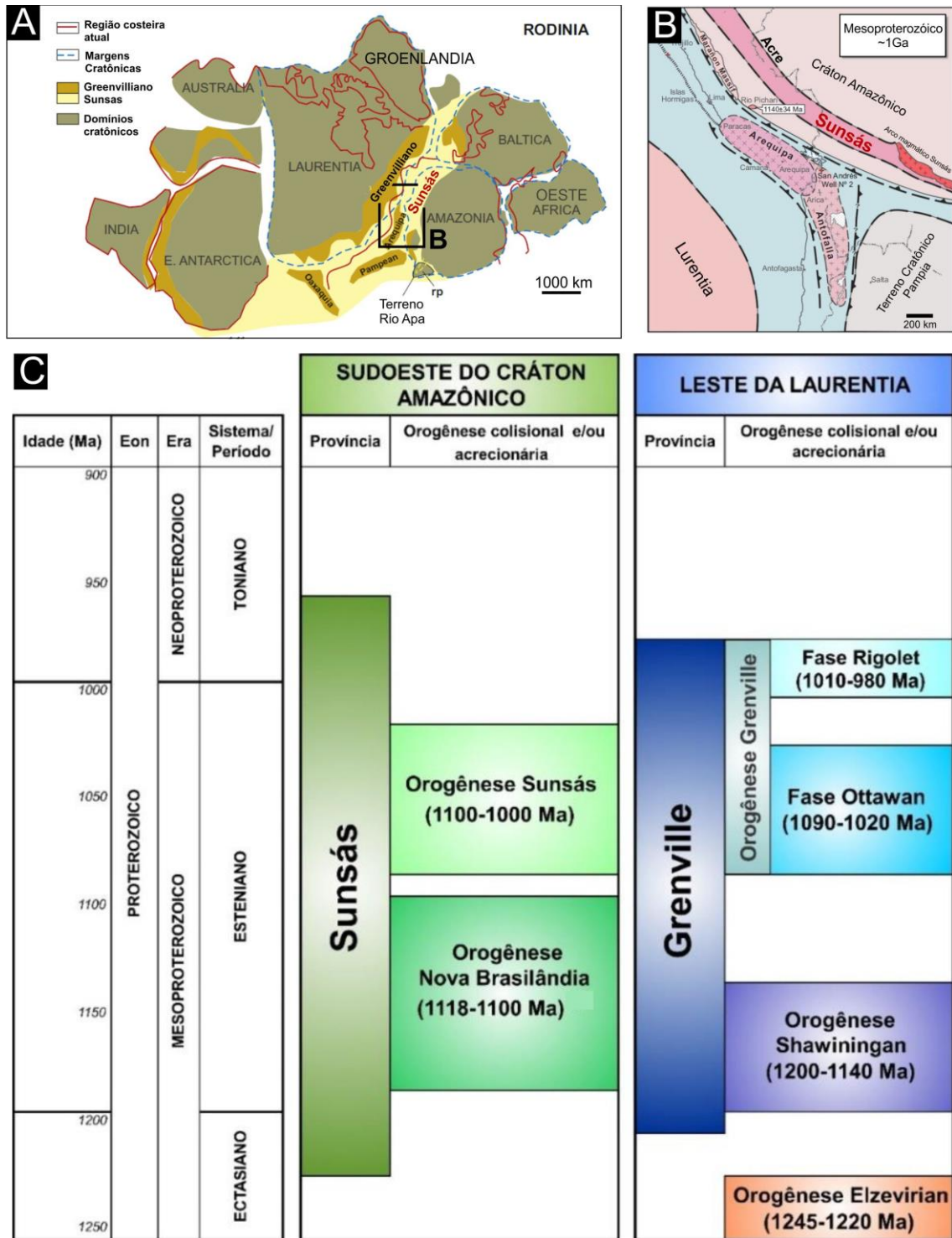


Fig. 2.8. **A:** Reconstrução do núcleo do supercontinente Rodínia (1,1–0,9 Ga), destacado pela correlação tectônica Greenvilliano-Sunsás entre Laurentia e Amazônia (Modificado de Teixeira *et al.*, 2020); **B:** Acreção do bloco Arequipa-Antofalla junto ao Cráton Amazônico e Pampia durante o Mesoproterozóico (Modificado de Ramos, 2008). **C:** Quadro comparativo entre a cronologia dos eventos orogênicos mesoproterozoicos (Esteniano-Toniano) registrados nas províncias Sunzás e Grenville (Reproduzido de Quadros, 2020).

De um modo geral, as rochas da Orogenia Sunsás estão relacionadas a metamorfismo em baixo a médio graus, deformação e intrusão de granitoides sin- a pós-tectônicos e também, tardiamente, de complexos máfico-ultramáficos.

Os três eventos da orogenia Sunsás se correlacionam à Orogenia Grenville, também descrita na costa leste da América do Norte e interpretada como gerada por convergência dos continentes Laurentia e Amazônia durante a formação do Supercontinente Rodínia, sendo que a diferença entre os cinturões orogênicos Sunsás e Grenville estaria na ausência do evento mais recente Ottawan que ocorre no Grenville entre 1.090 e 1.020 Ma (Santos *et al.*, 2008). No entanto, estudos mais recentes reconhecem a ocorrência deste evento na porção *offshore* norte do Peru, na Bolívia e norte do Chile (Ramos, 2010a; Romero *et al.*, 2013; Loewy *et al.*, 2004), também relacionado à amalgamação de fragmentos continentais junto ao Cráton Amazônico para a formação do Rodínia (Chew *et al.*, 2011).

Rizzotto *et al.* (2014) simplificam a geologia local ao proporem que os cinturões Aguapeí, Nova Brasilândia e Sunsás representam uma única unidade geotectônica denominada Cinturão Oeste Amazônico, que teve o início de sua amalgamação no final do Meoproterozóico (1.15 Ga - 1.1 Ga). Sua formação envolveu um ciclo completo de Wilson relacionado à fragmentação do supercontinente Columbia, seguida pela acreção do terreno Arequipa-Antofalla durante a amalgamação do supercontinente Rodínia (1.1-1.0 Ga).

Em resumo, foi no contexto das orogenias Sunsás e Grenvilliana que ocorreram acreção e metamorfismo dos terrenos Paracas e Arequipa no Peru e Bolívia (Ramos, 2008; Oliveira *et al.*, 2017; Oliveira *et al.*, 2022), quando estes colidiram com o Cráton Amazônico para a formação do Rodínia (Fig. 2.9). Posteriormente, as zonas de sutura desses terrenos foram diversas vezes reativadas durante a evolução das bacias sub-Andinas, conforme abordado nos capítulos tópicos.

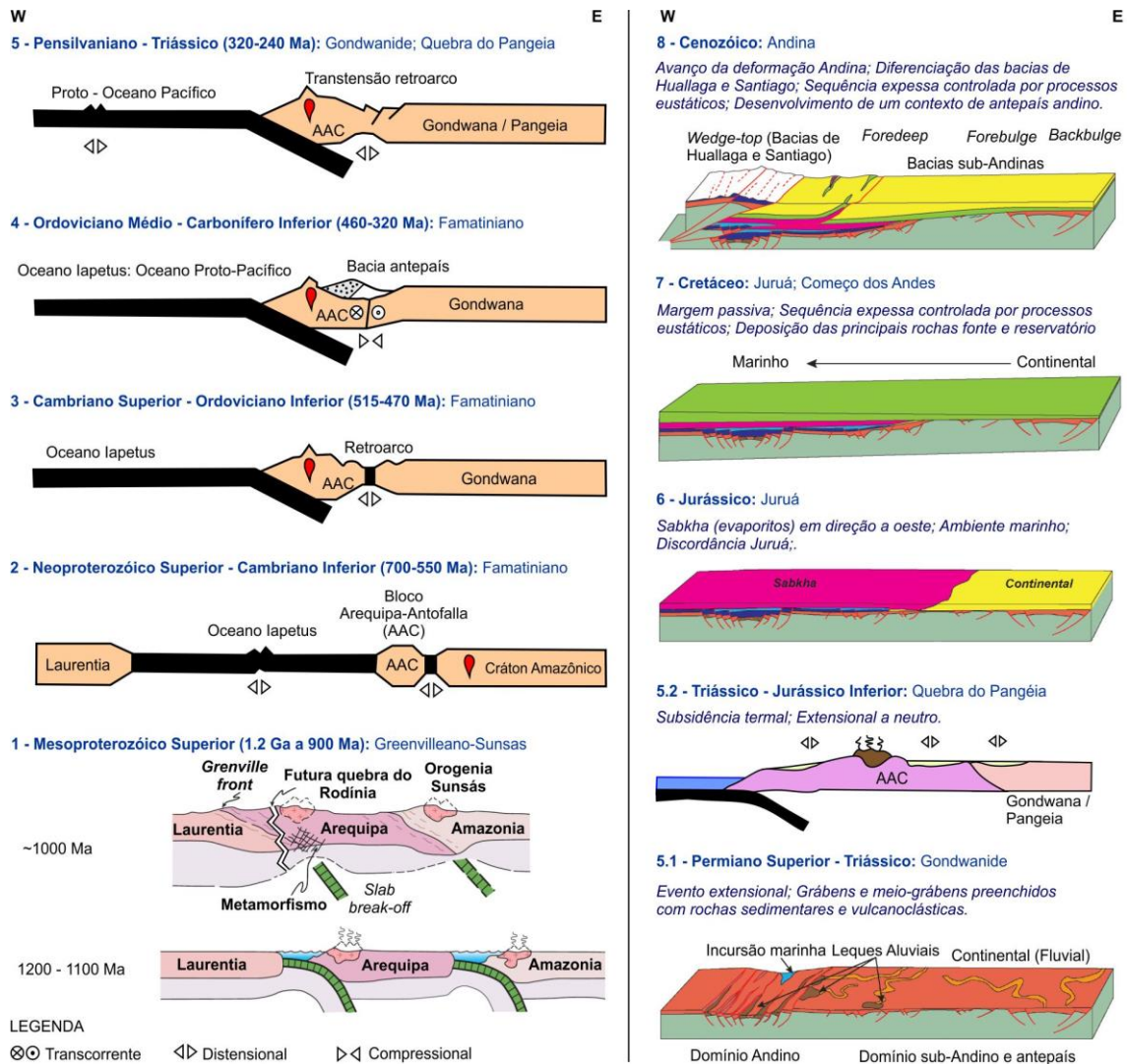


Figura 2.9. À esquerda modelo geodinâmico simplificado da evolução dos Andes Centrais a sul da Bacia Madre de Dios e, à direita, modelo geodinâmico do norte da Bacia do Marañón (Modificado de Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2008; Zamora & Gil, 2018; Rojas Vera, 2019). A Bacia do Acre se posiciona no extremo leste de cada modelo.

No início do Neoproterozóico, quando o supercontinente Rodínia se fragmentou, a margem ocidental do cinturão orogênico Sunsás se tornou uma margem continental passiva (Hoffman, 1991). O rife intraplaca anterior à propagação do assoalho oceânico resultou na deposição de densas acumulações de sedimentos clásticos neoproterozóicos conhecidos como Formação Puncoviscana na Argentina e cinturão de Tucavaca na Bolívia (Ramos, 2008). Atualmente, essas rochas fazem parte do embasamento do interior dos terrenos Arequipa-Antofalla que foram fragmentados da margem continental durante o rife intraplaca (Ramos, 2008). Outro evento importante é a Orogenia Pampeana, que se instalou no Cambriano Inferior na margem da Plataforma Sul-Americana, com reflexos

principalmente no noroeste da Argentina, como parte do processo de amalgamação do Gondwana (Brito Neves *et al.*, 2014; Casquet *et al.*, 2017).

Apesar de mencionado por Sempere (1995), atualmente não há maiores evidências de rochas orogenéticas neoproterozóicas relacionadas à Orogenia Brasileira nos Andes Centrais (Ramos, 2018), sendo consenso de que no final dessa Era a região estava condicionada pela abertura do oceano proto-Iapetus (*e.g.*, Mišković, 2009). Contudo, a subpopulação de zircões detríticos com idade entre 550 e 650 Ma (Perez *et al.*, 2016; Louterbach *et al.*, 2017; Erlich *et al.*, 2018; Rodrigues *et al.*, 2023) equivalente à idade da Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Brito Neves *et al.*, 2014) para depósitos Cretáceos e Cenozóicos tem sido interpretada como evidências de um cinturão magmático do Neoproterozóico tardio soterrado sob o atual cinturão Andino ou bacias sub-Andinas, provavelmente coberto por sedimentos durante o Eoceno-Oligoceno (Chew *et al.*, 2008), sendo descartada a hipótese de fonte associada aos terrenos Brasileiros do território brasileiro, distante há mais de 2.000 km a leste das bacias sub-Andinas (Cf. Alkmim & Martins-Neto, 2005). Esse possível cinturão magmático ainda não foi devidamente mapeado, e a depender da sua abrangência, pode impactar a interpretação de extensão do Domínio Sunsás em direção a Bacia do Acre (Capítulo 4 desta tese). Além disso, traria importantes implicações para o entendimento da evolução Andina. Chew *et al.* (2008) afirmam que, se confirmado que esse cinturão neoproterozóico inferido corresponderia a uma margem ativa, ele registraria o início da subducção proto-Andina e implicaria na separação pelo menos parcial do Gondwana Ocidental de sua margem de rifte conjugada do Laurentia oriental antes de 650 Ma. Em todo caso, ainda são necessários maiores estudos petrológicos, geocronológicos e geofísicos, que busquem delimitar a origem e extensão desse terreno, uma vez que na população de zircões detríticos, essa contribuição de idade Brasileira tem se mostrado no geral, menor ou equivalente a proporção de zircões com idade Sunsás.

#### 2.3.1.2 Orogenia Famatiniana (Ordoviciano – Mississipiano)

Restrito à base do Ordoviciano ao Mississipiano com ápice no Devoniano médio, este evento teve origem quando os terrenos pré-cambrianos que haviam se amalgamado ao Cráton Amazônico no Greenvilliano-Sunsás, se separaram do bloco Amazônico mediante a reativação de antigas suturas greenvillianas (Ramos, 2015). Particularmente para o Bloco Paracas, adjacente à Bacia do Acre, este evento pode ser resumido como

uma acreção em tempos mesoproterozóicos, seguido por descolamento no Neoproterozóico, com formação de crosta oceânica, e finalizado por nova acreção no Ordoviciano médio e tardio, já durante o Famatiniano (Ramos *et al.*, 2012). Essa fragmentação gerou crosta oceânica na margem do terreno Paracas ao norte e propiciou largas subsidências em bacias retro-arco ao sul, durante o Ordoviciano ao Devoniano no terreno Arequipa (Jaillard *et al.*, 2000; McGroder *et al.*, 2013, Ramos, 2015; 2008; 2018).

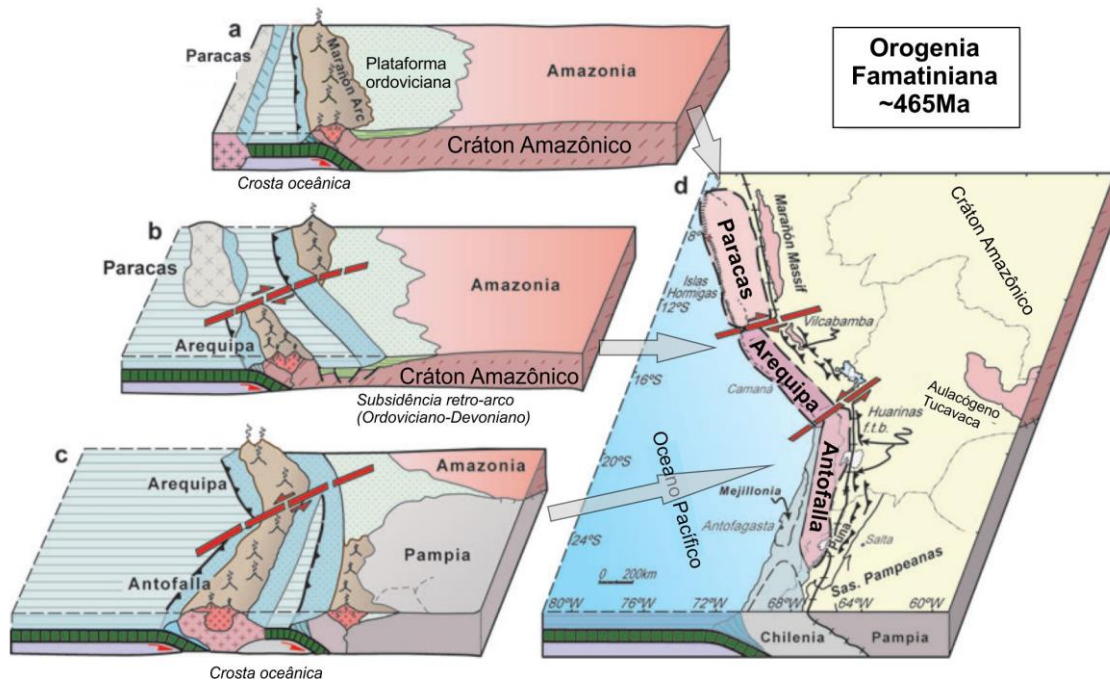


Fig. 2.10. Natureza segmentada da evolução do embasamento Paleozóico dos Andes Centrais durante a abertura das bacias paleozóicas iniciais (a - c), e após o fechamento das bacias durante o final da Orogenia Famatiniana no Ordoviciano (d). (a) Segmento norte; (b) segmento central na latitude do maciço de Arequipa; e (c) segmento sul na latitude do embasamento de Antofalla (Modificado de Ramos, 2008).

É nesse contexto que se formam os depósitos marinhos controlados por margem falhada, compostos pelos folhelhos orgânicos e arenitos do Grupo Contaya no Ordoviciano, rochas clásticas finas marinhas e deltaicas da Formação Cabanillas, com possível rebaixamento do nível eustático relacionado a glaciações, e por fim, os arenitos, conglomerados, folhelhos, carvão e tufos subordinados do Grupo Ambo (Mathalone & Montoya, 1995; Schneider *et al.*, 2018; Zamora *et al.*, 2019).

O avanço da formação de assoalho oceânico junto ao terreno Paracas resultou em posterior subsidência associada à geração de um arco vulcânico, seguido pela reamalgamação dos terrenos alóctones e parautóctones Paracas e Arequipa durante o Ordoviciano, ocasionando a formação de cinturões metamórficos, assembleias ofiolíticas,



arcos magmáticos e hiatus estratigráficos nas bacias de Ucayali, Madre de Dios, e principalmente na Bacia do Marañón (Fig. 2.10, Fig. 2.11), onde este evento foi mais intenso (Mathalone & Montoya, 1995; Baby *et al.*, 2018; Ramos, 2018).



Figura 2.11. Reconstrução das principais rochas relacionadas ao orógeno Famatiniano nos Andes Centrais (Modificado de Ramos, 2018).

### 2.3.1.3 Orogenia Alleghenide (Permiano – Triássico)

Corresponde a evento restrito à porção norte do Peru, representado por gnaisse e granitóides com idades variando do Paleozóico Superior ao Triássico e relacionado a blocos oriundos do Laurentia que colidiram para a formação do Pangea, cujo ápice se deu no Permiano (Ramos, 2009; Chew *et al.*, 2011; Chew, 2016; Ramos, 2018). No entanto,

este evento não teve maiores reflexos para a evolução das bacias dos Andes Centrais e, portanto, não será abordado em detalhes neste capítulo.

#### 2.3.1.4 Orogenia Gondwanide (Carbonífero – Permiano)

Está relacionada a eventos magmáticos intrusivos, de deformação e metamorfismo, dividido em dois episódios: Um mais antigo em ~305 Ma e outro mais recente em ~260 Ma (Chew *et al.*, 2016). É importante ressaltar que esses episódios essencialmente extensionais não estão relacionados à subducção (Clark *et al.*, 1990).

De um modo geral, o magmatismo Gondwanide iniciou durante o Carbonífero na porção nordeste dos Andes centrais, e diminuiu progressivamente de intensidade à medida que migrava em direção ao sul, tendo sido dominante na porção central durante o Permiano e finalizado a sul, próximo à deflexão de Abancay, durante o Triássico, aproveitando os planos das suturas grenvillianas-famatiananas (Fig. 2.9, Fig. 2.12), relacionados ao contato entre o terreno Paracas e o Cráton Amazônico (Mišković, 2009; Chew *et al.*, 2016). A intercalação entre períodos extensionais, com intervalos de deformação compressiva, soerguimentos orogênicos e fases metamórficas, está diretamente relacionada com a movimentação absoluta do Gondwana (Chew *et al.*, 2016) e a consequente subducção associada (Pardo-Casas and Molnar, 1987; van der Meer *et al.*, 2012; Aragón *et al.*, 2013; Boschman *et al.*, 2016; Gervasoni *et al.*, 2022).



Figura 2.12. Principais magmatismos e metamorfismos relacionados à Orogenia Gondwanide (Modificado de Ramos, 2018).

Essa intercalação entre tectônica compressiva e distensiva é refletida na litoestratigrafia das bacias, resultando na sucessão Pensilvaniano-Permiana (Mathalone & Montoya, 1995; Baby *et al.*, 2018; Schneider *et al.*, 2018), formada inicialmente por rochas terrígenas depositadas em ambiente eólico, seguidas por carbonatos e evaporitos pensilvanianos da Formação Tarma, precipitados em condições transgressivas lagunares a restritas. Embora os evaporitos exerçam um forte controle no estilo estrutural de deformação na zona sub-Andina, durante décadas houve um debate acerca de sua idade, com proposições variando entre o Permiano (Rodríguez & Chalco 1975, Caldeirón *et al.*, 2017), Triássico (Spinkings *et al.*, 2016; Sempere & Cotrina, 2018; Zamora *et al.*, 2019), Jurássico Inferior (Moretti *et al.*, 2013) a Jurássico Superior (Zamora *et al.*, 2019).



Esses estratos são sucedidos pelo Grupo Copacabana de idade permiana, representado por típica rampa carbonática fossilífera, que faz contato superior por meio de discordância com os depósitos flúvio-eólicos e evaporíticos das formações Ene e Noi, sucedidos pelos depósitos evaporíticos e betuminosos da Formação Shinai, que ocorrem apenas nas bacias de Ucayali e Marañón, sendo que os evaporitos estão restritos à primeira bacia. Essa discordância da base do Mesozóico, é claramente uma expressão da deformação compressiva Gondwanide (Ramos, 2018), com ápice na Bacia Madre de Dios, onde os depósitos do Permiano e do Carbonífero Superior são erodidos pela implantação do Arco de Madidi. Alguns autores atribuíam essa discordância à Orogenia Juruá (Mathalone & Montoya, 1995), no entanto, estudos mais recentes demonstram que o evento Juruá é mais jovem, com idade creditada ao Jurássico superior (Caputo, 2014; Baby *et al.*, 2018; Ramos, 2018).

#### 2.3.1.5 Quebra do Pangeia (Triássico – Jurássico inferior)

A atividade tectônica que se seguiu após a Orogenia Gondwanide nos Andes Centrais do Peru e Bolívia é caracterizada por uma série de episódios extensionais, que duraram do Triássico até o Jurássico inferior (Ramos, 2018). O episódio mais antigo e abrangente é relacionado ao colapso do orógeno Gondwanide, responsável por produzir o sistema de riftes (Fig. 2.9 e Fig 2.13A) que iniciaram no norte do Peru durante o Permiano superior (Sempere *et al.*, 2002) e se propagaram de forma diácrona em direção ao sul do Peru e Bolívia, onde adquire menor intensidade e idade jurássica (Ramos, 2009, 2018; Zamora *et al.*, 2019). Esse episódio propiciou a deposição do Grupo Mitu nas bacias da cordilheira leste e Marañón na forma de múltiplos depocentros, sendo composto por sedimentos clásticos continentais aluviais e vulcanoclásticos depositados com forte controle de borda de falha em contexto de rifte ativo (Mathalone & Montoya, 1995; Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2018; Zamora & Gil, 2018) ou depósitos correlatos, representados pelos arenitos e siltitos fluviais e eólicos da Formação Nia Inferior. Esse rifteamento é em parte controlado pela sutura famatiniana entre o terreno Arequipa e o Cráton Amazônico, que por sua vez, é uma feição herdada da amalgamação Grenvilliana do Rodínia (Sempere *et al.*, 2002; Carlotto *et al.*, 2009; Ramos, 2009).

O segundo episódio está relacionado à quebra final do Pangeia no Jurássico, que exerce controle no rifte do Grupo Pucará, com variações de depocentro relacionadas a diversos segmentos de rifteamento. Nas bacias de Marañón e Ucayali este evento é

correlato à Formação Sarayaquillo no Triássico Superior, relacionada à deposição pós rifte em contexto *sag*, inicialmente com a deposição de evaporitos, carbonatos, argilitos e arenitos em ambiente de supra maré a *sabkha* (Zamora & Gil, 2018). De forma concomitante ao desenvolvimento dos riftes, ocorreram diversas intrusões graníticas e vulcanismos entre 220 e 180 Ma, também relacionados à tectônica distensional de quebra do Pangeia (Marzoli *et al.*, 1999; Sempere *et al.*, 2002; Jiménez *et al.*, 2009; Kusiak *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2016).

Portanto, é consenso que durante esse regime extensional relacionado à fragmentação do Pangeia, as suturas de antigos terrenos exerceram importante controle estrutural na formação de bacias distensivas e no posicionamento de rochas magmáticas na região dos Andes Centrais.

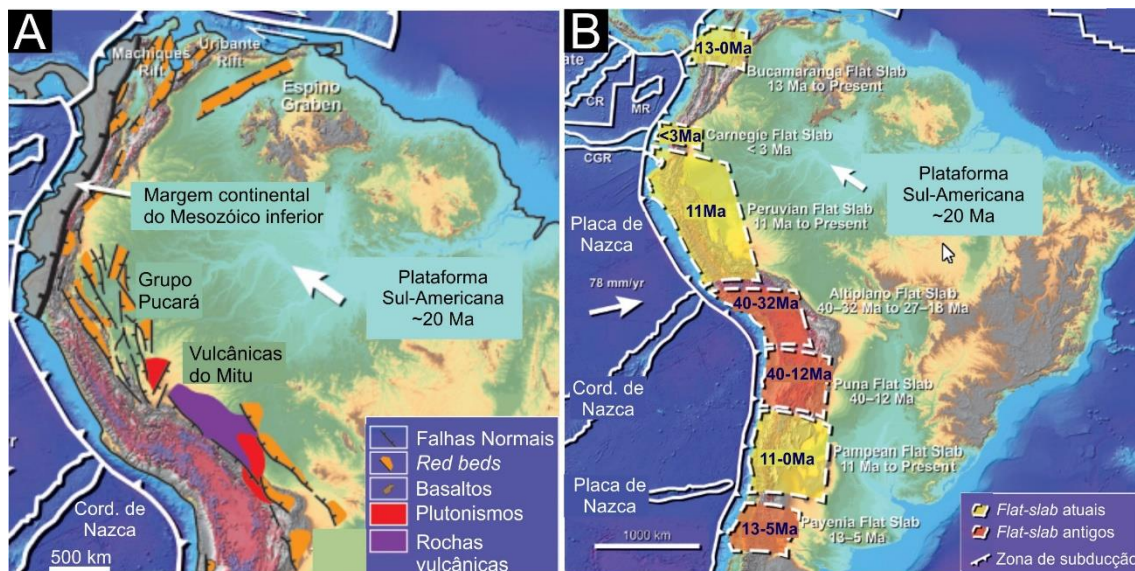


Figura 2.13. **A:** Bacias riftes do Triássico nos Andes; **B:** Subducções *flat-slab* no passado e atuais (Modificado de McClay *et al.*, 2018).

#### 2.3.1.6 Orogenia Juruá (Jurássico médio – Cretáceo inferior)

Esse evento orogenético tem idade atribuída ao Jurássico superior na sua área tipo de ocorrência (Caputo, 2014), no entanto, assim como toda discordância, tem um caráter diácrono, sendo mais jovem nas bacias andinas. Adicionalmente, a mudança de regime tectônico relacionado a essa importante orogenia, que também permitiu a deposição de parte da Formação Sarayaquillo, perdurou do Jurássico médio até o início do Cretáceo (Fig. 2.9). Inicialmente durante esse período, foi instalado regime geral extensional na região dos Andes Centrais relacionado à subducção controlada pela mudança no

movimento absoluto em direção a leste da placa continental formada pelo bloco que unia a América do Sul e a África, associado a movimentos *trench rollback* (Ramos & Alemán, 2000). É também nesse período que o alto de Contaya se estabelece no Jurássico médio, separando as bacias de Marañón e Ucayali.

Foi durante o regime distensional que se formaram as bacias de retro-arco do Jurássico e Cretáceo inferior no Peru e Bolívia, com evolução marcada pela intercalação entre subsidência mecânica e termal do tipo *sag* (Sempere *et al.*, 2002; Ramos, 2018). Nesse período foram depositadas as fácies superiores da Formação Sarayaquillo, representadas por depósitos siliciclásticos fluviais e marinhos rasos, além de *red beds* em contexto de subsidência termal (Zamora & Gil, 2018). Assim como mencionado nos tópicos anteriores, novamente antigas zonas de suturas exerceram grande influência por meio reativações, onde o foco da extensão ocorrida nesse período está concentrado na zona de fraqueza entre os blocos Arequipa e Paracas e o bloco Amazônico (Sempere *et al.*, 2002; Ramos, 2008).

O final desse período é marcado por importante evento classicamente referenciado como orogenia Nevadan (e.g. Mathalone & Montoya, 1995; Jaillard *et al.*, 2000). Esse proeminente evento orogenético foi posteriormente renomeado como orogenia Juruá, com base em estudo na bacia de antepaís do Acre e na bacia peleozóica intracratônica do Solimões (Caputo, 2014). Corresponde basicamente a uma tectônica transpressional com cinemática sinistral, que resultou em basculamentos, dobramentos assimétricos, inversões estruturais e soerguimentos regionais, que culminam com a ampla discordância angular a paralela de idade Kimmeridgiana nas bacias brasileiras e na implantação do megacisalhamento Solimões (*Solimões megashear*) (Fig. 2.14) com orientação geral atual N75E e comprimento que pode ultrapassar 1.000 km (Caputo, 1991; 2014; Caputo & Silva, 1990). Associados ao megacisalhamento, são reconhecidas quatro direções preferenciais de falhas: N70-80E, N65-30E, N45W e N70W (Caputo & Silva, 1990; Caputo, 1991). Uma outra importante feição presente na Bacia do Acre claramente associada ao evento Juruá, corresponde ao alto transpressional denominado Arco de Paraguá (Caputo, 1991; Oliveira, 1994), que divide o depocentro em Calha Jaquirana ao norte e Calha Central ao sul (Oliveira, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2010) (Fig. 2.4).

Nas bacias sub-Andinas a discordância possui idade Jurássico superior a Cretáceo inferior, e marca o limite entre a Formação Sarayaquillo e formações de idade

neojurássica, ou até formações mais antigas, como no caso das bacias de Marañón e Madre de Dios, onde também está relacionada à mudança de área fonte (Caputo, 2014; Louterbach *et al.*, 2017; Baby *et al.*, 2018; Erlich *et al.*, 2018; Schneider *et al.*, 2018; Zamora & Gil, 2018). Esse longo hiato entre o Permiano e o Jurássico/Cretáceo é interpretado como inversão de bacia com soerguimento do depocentro paleozóico, seguido por peneplanação generalizada (Schneider *et al.*, 2018). Em termos geodinâmicos, o hiato representado por essa discordância é atribuído à reorganização dos campos de esforços que coincide com a separação final entre os continentes Laurásia e Gondwana associada à abertura inicial do Oceano Atlântico Central (Jaillard *et al.*, 2000; Jacques, 2003; Caputo, 1991, 2014). A discordância tende a mergulhar para sul, atingindo sua maior expressão na Bacia Madre de Dios, onde é responsável por remover completamente os depósitos triássicos, jurássicos e parte dos cretáceos, mediante cânions erosivos com mais de 10 km de extensão e 500 m de profundidade (Mathalone & Montoya, 1995; Baby *et al.*, 2018; Schneider *et al.*, 2018). No sudeste da Bacia de Marañón, essa erosão chegou a remover parte da sucessão que vai do Cretáceo inferior ao Devoniano (Baby *et al.*, 2018).

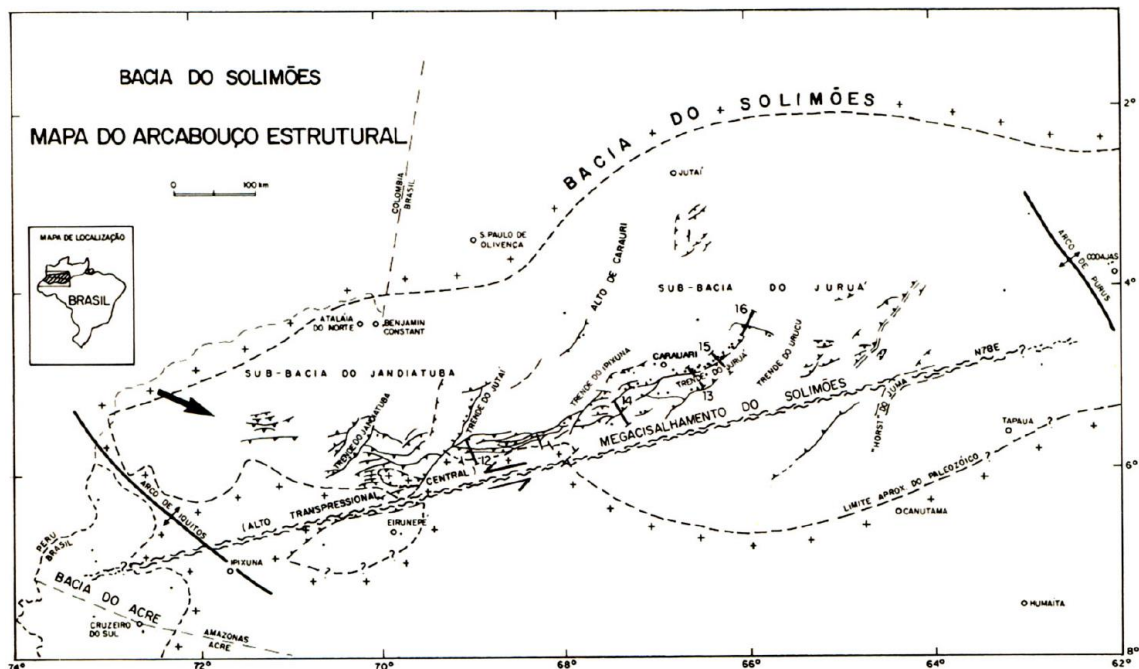


Fig. 2.14. Arcabouço estrutural da Bacia do Solimões, com destaque para o Megacisalhamento Solimões (Caputo & Silva 1990).

### 2.3.1.7 Orogenia Andina (Cretáceo Superior – Neógeno)

O final do Cretáceo e início do Paleógeno marca importante mudança do ponto de vista estrutural, paleogeográfico e de proveniência, relacionado à continuação do processo de migração da placa Sul-americana em direção a oeste, que havia iniciado durante o final do Albiano e resultou na abertura final do setor central do Atlântico Sul, bem como no início da deformação compressiva nos Andes peruanos (Jaillard & Soler, 1996; Ramos, 2010b; Louterbach *et al.*, 2017; Horton, 2018b), denominada tectonismo Peruvian. Os reflexos deposicionais podem ser percebidos na ampla regressão marinha nas bacias Peruanas e pela formação do colapso submarino de Ayabacas na borda norte do terreno Arequipa - Antofalla, no sul do Peru, próximo ao contato com o bloco Paracas. Este olistostroma é fruto de colapso mediante falhas normais durante o Turoniano - Coniaciano, e corresponde a um dos maiores deslizamentos submarinos da história do Planeta (Callot *et al.*, 2008; Festa *et al.*, 2016; Ramos, 2018).

Durante o Campaniano - Santoniano, ocorreu uma série de plutons cálcio-alcalinos tonalíticos e granodioríticos ao longo do terreno Arequipa, paralelos à margem continental, que logo em seguida foram soerguidos durante a inversão tectônica do Cretáceo Superior (Carlotto *et al.*, 2009). Posteriormente, à medida que se aproximava do Paleoceno, esse arco magmático migrou em direção a leste (Mamani *et al.*, 2010), como reflexo do avanço do processo de subducção e a instalação da orogenia Incaica, que corresponde à maior deformação dos Andes Centrais peruanos e bolivianos, tendo esta sido também responsável pelo soerguimento da Cordilheira Leste, encurtamentos crustais e pelo desenvolvimento de diversas bacias antepaís entre 52 e 30 Ma, preenchidas por depósitos sinorogênicos (Mathalone & Montoya, 1995; Jaillard *et al.*, 2000; Carlotto, 2013). Durante esse processo, houve o primeiro de uma série de três soerguimentos de placa oceânica subductada conhecido como *flat slab* entre 43 e 30 Ma (Carlotto, 2013; Perez & Levine, 2020). Posteriormente, esse processo de *flat slab* migrou do sul do Peru em direção ao sul da Bolívia, do Oligoceno ao Plioceno e hoje engloba uma grande área, incluindo a Bolívia, Peru e parte do Brasil (Jiménez *et al.*, 2009; Mamani *et al.*, 2010; McClay *et al.*, 2008; Ramos & Folguera, 2009; Bishop *et al.*, 2017; Ramos, 2018; Horton *et al.*, 2022; Uzkeda *et al.*, 2022) (Fig. 2.13B). Modelos baseados em interpretações de dados sísmicos de fonte ativa, funções do receptor, compilações de sismicidade local e regional e modelos de tomografia sísmica (Hayes *et al.*, 2018; Portner *et al.*, 2020; Rodríguez *et al.*, 2021) resultam em uma placa oceânica de Nazca subductada em uma

geometria sub verticalizada, a uma profundidade entre 300 e 600 km na região abaixo da Bacia do Acre e horizontalizada a leste a partir da latitude 65°W. Chen *et al.* (2019) propõem que a fase atual da subducção da placa de Nazca começou no norte dos Andes em uma latitude de 5°S durante o final do período Cretáceo (cerca de 80 milhões de anos atrás) e se propagou para o sul, atingindo a latitude 40°S no início da era Cenozóica (cerca de 55 milhões de anos atrás). Isso resultaria em um maior comprimento de placa oceânica subductada e provavelmente maiores encurtamentos entre as latitudes da bacia do Acre, em condições de *flat slab* a partir do Mioceno. Bianchi *et al.* (2021) propõem que a placa de Nazca em baixa temperatura tende a se alocar abaixo da zona de transição do manto, provocando um raseamento da descontinuidade de 660 km na América do Sul, que por sua vez é definida pela transição de ringwoodita (espinélio  $\gamma$ ) para uma mistura de perovskita e magnesiowüstita (Bina & Helffrich, 2014).

O preenchimento das bacias sub-Andinas durante esse período iniciou com arenitos e folhelhos marinhos transgressivos de fácies costeiras (*shoreface*) a fluvial da Formação Cushabatay, seguidos pelos depósitos deltaicos da Formação Agua Caliente e folhelhos betuminosos marinhos e calcários das formações Raya e Chonta. Para o sul da Bacia Ucayali e na Bacia Madre de Dios a sucessão se torna progressivamente continental, sendo difícil diferenciar as formações Cushabatay, Agua Caliente e Chonta (Mathalone & Montoya, 1995; Baby *et al.*, 2018). A mudança da característica de deposição deltaica da Formação Agua Caliente para a deposição dos sedimentos de plataforma da Formação Chonta é resultado de condição de quiescência tectônica que se instala a partir do Cenomaniano tardio, principalmente na Bacia de Marañón (Zamora & Gil, 2018). Em seguida, foram depositados os arenitos fluviais da Formação Vivian, que correspondem ao maior reservatório de hidrocarbonetos da Bacia do Marañón, e os folhelhos marinhos, calcários e arenitos da Formação Cachiyacu, que finalizam a sucessão cretácea (Mathalone & Montoya, 1995; Zamora & Gil *et al.*, 2018).

O processo de implantação do arco de intrusões e ignimbritos prosseguiu, ficando mais jovem em direção a sul até o Mioceno, acompanhando a subducção da placa oceânica e alinhado com a borda entre os blocos Arequipa e Amazônico (Clark *et al.*, 1990; Jiménez *et al.*, 2009). A sutura entre esses dois blocos, que vem sendo reativada desde o Famatiniano, é interpretada durante esse período como importante zona de fraqueza que atuou como foco da fusão e extensão da crosta inferior (Sempere *et al.*,

2002; Jiménez *et al.*, 2009; Ramos, 2018), e está associada com a segunda onda de deformação durante o Mioceno Médio e Superior, conhecida como fase orogênica Quechua. Esta orogenia está relacionada com o desenvolvimento de delaminação crustal, com o cinturão de cavalgamentos e dobramentos responsável por até 152 km de encurtamento e pelo desenvolvimento de tectônica *thick and thin-skinned* nas bacias de topo da cunha orogênica (*wedge top*) nos Andes Centrais (Roeder & Chamberlain, 1995; Anderson *et al.*, 2017; Garziona *et al.*, 2017; Baby *et al.*, 2018; McClay *et al.*, 2018; Zamora *et al.*, 2019). Essa deformação é mais intensa nas bacias antepaís de Marañón e Ucayali, que na Bacia Madre de Dios (Sempere, 1995) e fortemente controladas por níveis evaporíticos e reativação de estruturas extensionais do rifte triássico (Zamora *et al.*, 2019). De um modo geral, foi durante o Mioceno que o avanço da deformação Andina registrou a transição de uma deposição em margem passiva para uma deposição em bacia *foreland* e uma série de falhas e cavalgamentos com vergência para leste resultou na desconexão entre a Bacia do Marañón e as sub-Bacias de Santiago e Huallaga (Hermoza *et al.*, 2005; Eude *et al.*, 2015; Zamora *et al.*, 2019). É durante o Cenozóico que também se estrutura o arco regional de Fitzcarrald a partir da subducção da Cordilheira de Nazca no Mioceno Superior-Plioceno (Fig. 2.15A), estabelecendo o limite entre as bacias de Ucayali e Madre de Dios (Espurt *et al.*, 2007; 2010; Bishop *et al.*, 2017). O arco de Iquitos, também formado durante o Neógeno (Fig. 2.15B), corresponde ao *forebulge* (Fig. 2.16) que limita as atuais bacias de Oriente, Marañón, Acre e Solimões (Roddaz *et al.*, 2005a). Alguns autores propõem que a região do Arco de Iquitos já era um alto tectônico amplo com exposição de parte do embasamento durante o Jurássico tardio (Erlich *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Zamora & Gil, 2018).



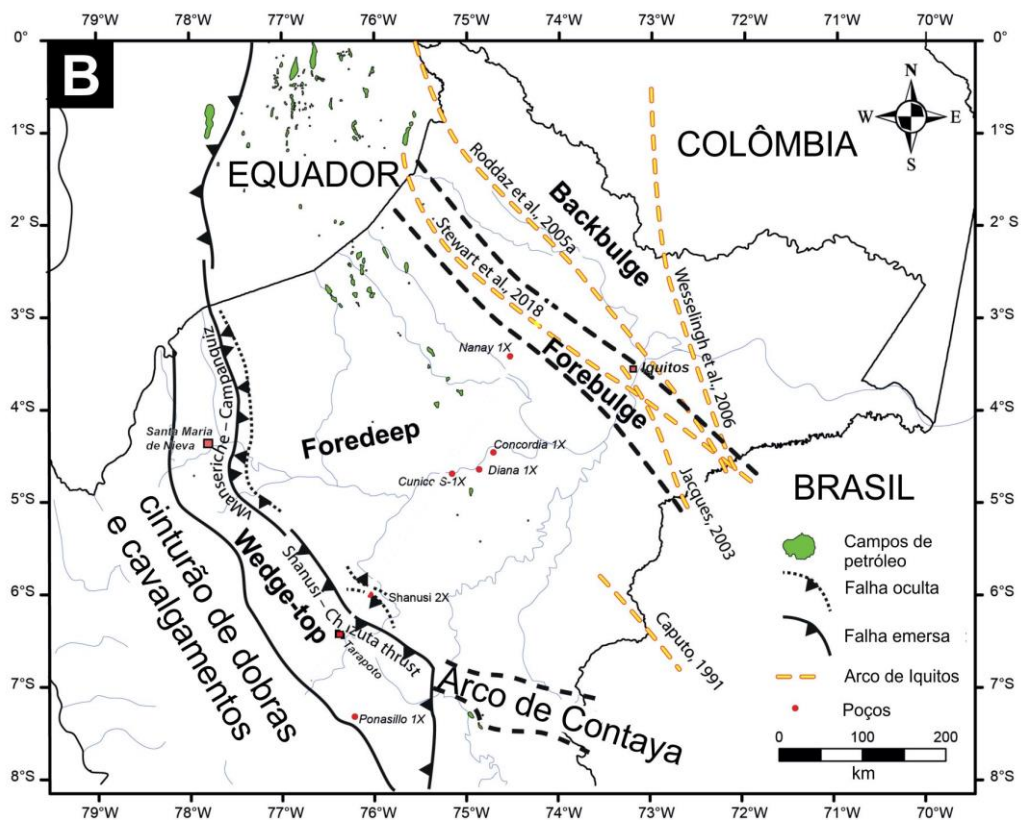
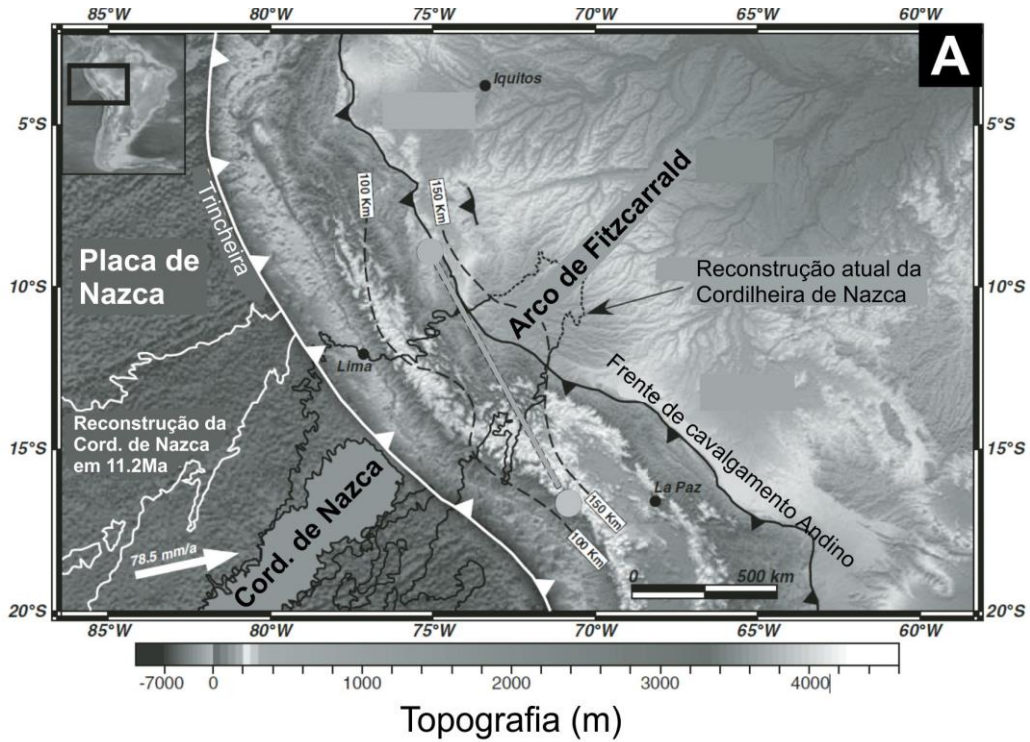


Fig. 2.15. **A:** Localização da Cordilheira de Nazca e sua relação com o Arco de Fitzcarrald, sobreposta ao modelo de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) (Modificado de Espurt *et al.*, 2007); **B:** Mapa mostrando os principais elementos tectônicos e os maiores campos de hidrocarbonetos na Bacia do Marañón, com destaque para as diferentes proposições de localização do Arco de Iquitos (Modificado de Zamora & Gil, 2018).



Durante o Paleógeno, foi depositada na frente do cinturão de dobras e cavalgamentos Andino nas bacias de Marañón, Ucayali e Madre de Dios, uma sucessão *sin-orogênica* que pode chegar a mais de 4.000 m de espessura (Zamora *et al.*, 2019), iniciada com os folhelhos e siltitos continentais da Formação Huchpayacu, seguida pelos arenitos e folhelhos marinhos da Formação Casa Blanca e pelos depósitos terrígenos finos lacustres a pantanosos da Formação Yahuarango. A Formação Pozo é dividida em sequência inferior, formada por sedimentos arenosos e conglomeráticos depositados em ambiente estuarino e deltaicos dominado por onda, e sequência superior, dominada pela intercalação entre arenitos, folhelhos e carbonatos de água rasa depositados na plataforma em múltiplos eventos transgressivos e regressivos em consequência da subsidência flexural em razão da sobrecarga orogênica (Mathalone & Montoya, 1995; Roddaz *et al.*, 2010). O Neógeno é dominado por generalizada subsidência flexural associada à implantação da Cordilheira dos Andes, o que resultou na sedimentação influenciada por maré a fluvial-lacustre das formações Chambira e Pebas, seguidas pelos depósitos puramente continentais da Formação Ipururo (Baby *et al.*, 2018; Zamora & Gil, 2018). É durante o Oligo-Mioceno que também ocorrem os “embaixamentos” marinhos marginais e os mega leques em contexto *foreland* na região sub-Andina e Bacia do Acre (Hoorn *et al.*, 2010; Louterbach *et al.*, 2014; Leandro *et al.*, 2022).

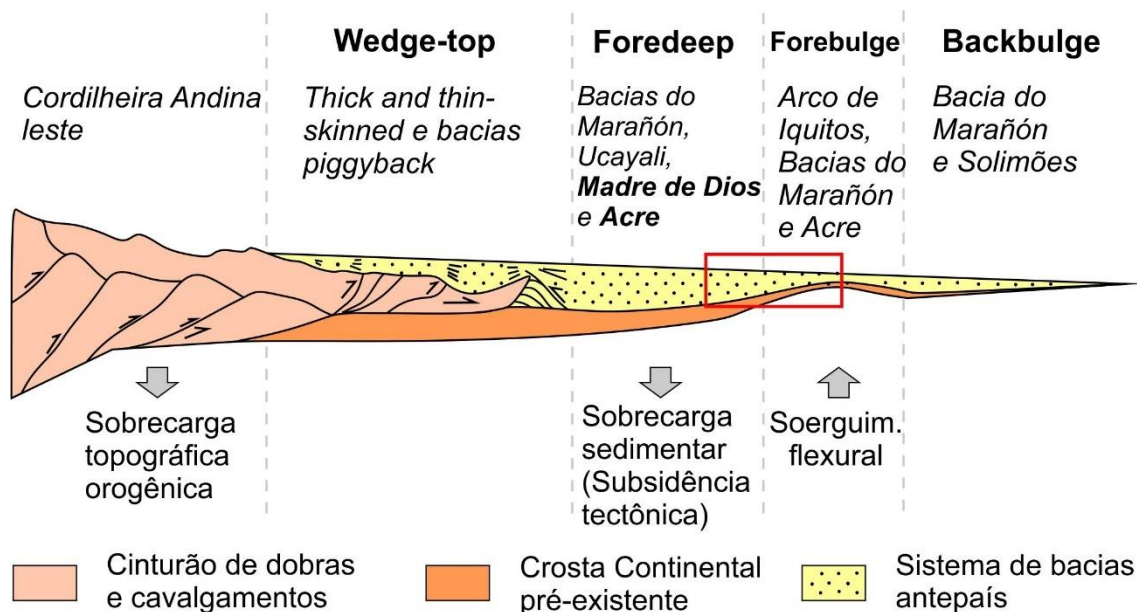


Fig. 2.16. Seção esquemática ilustrando a disposição da Bacia do Acre (retângulo vermelho) dentro do conceito de bacias antepaís (Baseado em DeCelles & Giles, 1996). A disposição das bacias sub-andinas correlatas foi baseada em Roddaz *et al.* (2010), Stewart *et al.* (2018), Eude *et al.*, 2015, Horton, 2018b e Zamora & Gil (2018). Sem escala.

### 2.3.2 Correlação entre as bacias sub-Andinas dos Andes Centrais e a Bacia do Acre

Em seus mais de 6.000 m de espessura sedimentar, é possível identificar estreita correlação entre a Bacia do Acre e as bacias de Marañón, Ucayali e Madre de Dios (Fig. 2.17), tanto do ponto de vista deposicional litoestratigráfico, quanto tectônico (Cunha, 2007; Caputo, 2014; Baby *et al.*, 2018).

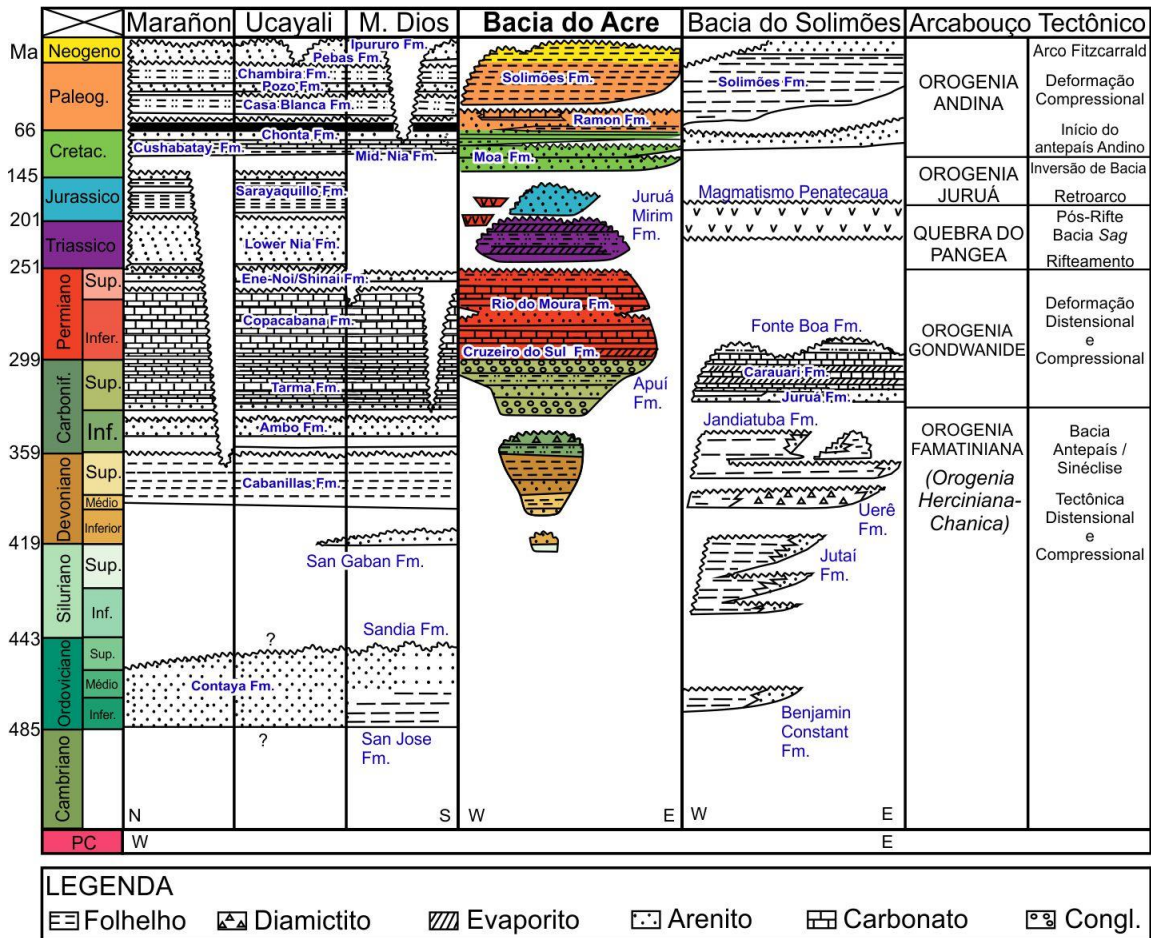


Fig. 2.17. Cartas cronoestratigráficas das bacias sub-Andinas dos Andes Centrais do Peru e Bolívia e sua correlação com as bacias brasileiras do Acre e Solimões (Modificado de Milani & Thomaz Filho, 2000; Mathalone & Montoya, 1995; Jacques, 2003; Cunha, 2007; Wanderley Filho *et al.*, 2007; McGroder *et al.*, 2015; Calderón *et al.*, 2017ab; Baby *et al.*, 2018).

Apesar da ausência de sedimentos ordovicianos na Bacia do Acre, existe uma associação litológica entre as formações devonianas Cabanillas, San Gaban e a discordância que as separa, com os membros indivisos do Acre de mesma idade, que também se correlacionam na sua parte superior com a Formação Ambo nas bacias sub-Andinas. Essa correlação é estabelecida principalmente durante o Devoniano médio,

quando uma grande inundação marinha resultou em um mar epicontinental que conectava as bacias sub-Andinas desde a Argentina até a Venezuela, com a bacias brasileiras do Acre, Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná (Almeida, 2004) (Fig. 2.18). A Formação Tarma nas bacias sub-Andinas se correlaciona em idade com as formações Apuí e Cruzeiro do Sul, sendo estas últimas arenosas, indicando serem depositadas em condições mais proximais. A Formação Rio do Moura se correlaciona às formações sub-Andinas Ene, Noi e Shinai, com uma tendência mais siliciclástica para a unidade da Bacia do Acre. Assim como nas bacias de Marañón e Ucayali, boa parte das falhas terminam nas unidades permianas na Bacia do Acre (Oliveira, 1994; Zalan, 2004; Baby *et al.*, 2018; McClay *et al.*, 2018; Zamora & Gil, 2018). Após a discordância relacionada à orogênia Gondwanide, que ocorre nas quatro bacias, a Formação Juruá Mirim ocorre em evidente correlação litológica com as formações Nia Inferior e Sarayaquillo nas bacias de Ucayali e Marañón, sendo intrudida por *stocks* e lacólitos alcalinos de idade  $194 \pm 12$  Ma (Oliveira, 1994). Durante esse período também ocorreu o evento básico extrusivo na Bacia do Acre, datado como  $177 \pm 8$  Ma (Cunha, 2007). O Jurássico superior – Cretáceo inferior é marcado por inversão das bacias e geração de ampla peneplanação que resultou na discordância relacionada ao evento Juruá e soerguimento do Arco de Envira (Caputo, 2014). Após essa discordância, há clara mudança de regime tectônico, com a maioria das falhas profundas terminando junto à discordância (Zamora & Gil, 2018). Caputo (2014) compara as bacias do Acre e Ucayali e sugere uma série de revisões na carta cronoestratigráfica da bacia brasileira: Nomeia depósitos quaternários como Formação Içá; Nomeia a base da Formação Moa, como Formação Capanaua; Atribui ao que seria o topo da Formação Ramon, uma unidade litoestratigráfica que seria inominada; Afirma que a Formação Apuí é Mississipiana ao propor correlação com a Formação Ambo; Altera os limites cronoestratigráficos da Formação Juruá Mirim ao propor uma idade exclusivamente jurássica; Reclassifica os depósitos de *sabkha* da Formação Juruá Mirim como pertencentes a Formação Rio do Moura e atribui idade majoritariamente jurássica; Infere correlações com as formações Pucará e Mitu, encontradas apenas nas bacias *wedge-top* e cordilheira leste; Desconsidera os depósitos silurianos; Acrescenta depósitos inominados com idade ordoviciana; Além de propor uma nova unidade litoestratigráfica triássica, nomeada como Formação Serra do Divisor. No entanto esta proposta ainda carece de mapeabilidade e embasamento bioestratigráfico.

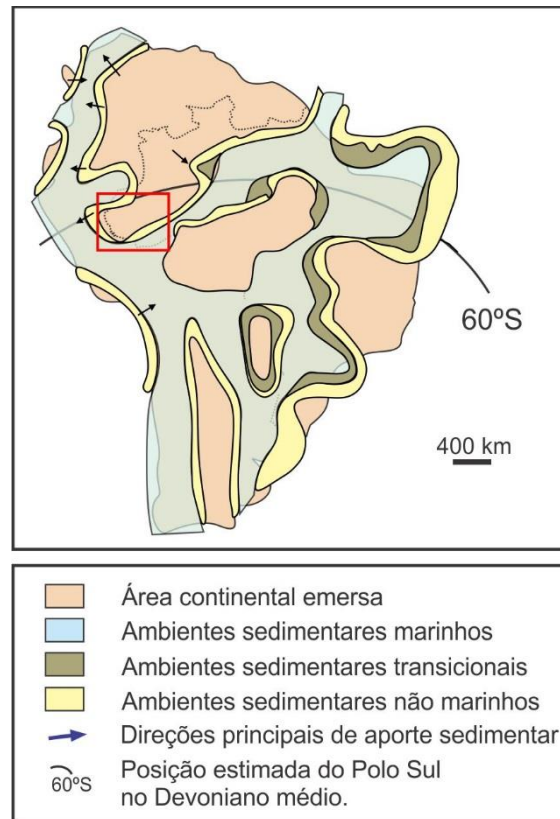


Fig. 2.18. Posicionamento da Plataforma Sul-Americana no Neoemsiano-Eifeliano (~390 Ma), marcada por uma inundação epicontinental devoniana que interligava as bacias paleozóicas, com retângulo vermelho representando o posicionamento aproximado da área abordada no presente estudo (modificado de Almeida & Carneiro, 2004).

Durante o Cenozóico, essa correlação tanto litoestratigráfica, quanto de eventos tectônicos fica ainda mais evidente, confirmando a influência exercida pela fase orogênica Quechua III da tectônica Andina (Mioceno Médio) na Bacia do Acre, com destaque para as falhas de Batã e Oeste de Batã (Mathalone & Montoya, 1995; Wanderley Filho *et al.*, 2010; Caputo, 2014; Baby *et al.*, 2018). Essas falhas se originaram em um evento extensional jurássico anterior à orogenia do Juruá e foram posteriormente revertidas na orogenia Andina (Oliveira, 1994; Oliveira *et al.*, 1997), sendo associadas a foco de diversos eventos de sismicidade (Fig. 2.19) (Mito, 1993; Ramos & Folgueira, 2009; Santos *et al.*, 2019; Chamani, 2020). Nesse sentido, as formações Andinas Cushabatay, Nia Médio, Chonta, Casablanca, Pozo, Cambira, Pebas e Ipururo se correlacionam às formações Moa, Ramon e Solimões da Bacia do Acre. Alguns autores reconhecem essa semelhança e definem uma grande bacia amazônica antepaís, propondo um modelo deposicional único (Roddaz *et al.*, 2010; Zamora & Gil, 2018). Em termos de sistema antepaís Andino (*sensu* DeCelles & Giles, 1996; Horton & DeCelles, 1997), o

Arco de Iquitos, que estabelece limite entre as bacias do Acre e Solimões, corresponderia ao *forebulge*, onde a Bacia do Acre estaria inserida num contexto *foredeep* (Fig. 2.16) e a Bacia do Solimões em contexto *backbulge* (Roddaz *et al.*, 2005a; Roddaz, *et al.*, 2010; Horton, 2018b).

Há ainda, uma certa indefinição quanto ao posicionamento estratigráfico da Formação Ramon. Inicialmente sua idade foi atribuída ao Maastrichtiano com base nos poucos dados de bioestratigrafia de palinomorfos disponíveis no poço 1-SD-1-AC (Feijó e Souza, 1994). Correlações com a Formação Huyabamba de idade Thanetiana (59,2 - 56 Ma) na Bacia de Madre de Dios (Louterbach *et al.*, 2014) e a Formação Vivian de idade Maastrichtiana (Custódio *et al.*, 2023), também sugerem uma idade Cretáceo superior (Hurtado *et al.*, 2017). Entretanto, na última revisão litoestratigráfica da Bacia do Acre, Cunha (2007) optou por posicionar a Formação Ramon no Paleoceno, seguindo a proposta de Barros *et al.* (1977), a partir da correlação com *red beds* de bacias sub-Andinas, e interpretou a discordância que define seu topo, como originada na fase Quechua III. Contudo, são necessários maiores estudos bioestratigráficos para a definição adequada de sua relação litoestratigráfica, uma vez que os dados disponíveis são inconclusivos.

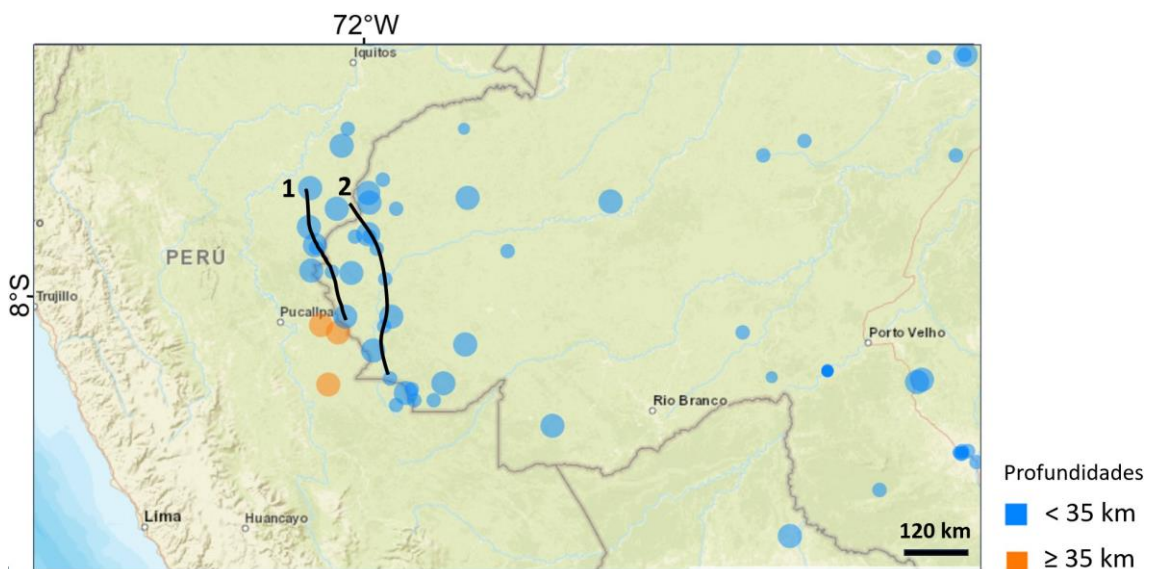


Fig. 2.19. Localização e profundidade dos principais focos de sismicidade na região do Acre entre os anos de 1900 e 2020. Notar a concentração de focos junto as falhas do Divisor (1) e Batã (2) (Fonte: <http://moho.iag.usp.br/eq/latest>).

A estratigrafia da Bacia do Solimões também se assemelha à da Bacia do Acre, exceto pela ausência da seção Triássico-Jurássico, pelos expressivos diques e soleiras do Triássico superior e pela ausência de deformação expressiva associada à tectônica Andina na bacia do Solimões. A partir do Cretáceo, houve momentos de grande contribuição das bacias do Acre e Solimões como área fonte para as bacias sub-Andinas (Elrich *et al.*, 2018). No Paleoceno os depocentros Andinos estavam situados no altiplano centro-oeste e migraram para leste, em direção à Bacia do Acre durante o Eoceno (Shephard *et al.*, 2010). Durante o Neógeno, houve inicialmente uma nova migração de depocentro para oeste na Bacia do Marañón, com importante área fonte oriunda das bacias brasileiras (Roddaz *et al.*, 2005b; Zamora & Gil, 2018), seguida pelo início da contribuição de fonte Andina nas bacias do Acre, Solimões e Amazonas a partir do Mioceno tardio (Hoorn *et al.*, 2010; Bissaro-Júnior *et al.*, 2019; Horbe *et al.*, 2013, 2019), com destaque para a mudança de um sistema deposicional de mega leques para um sistema essencialmente fluvial que marca a mudança de paleocorrentes para leste atribuída à reversão do Rio Amazonas (Campbell Jr. *et al.*, 2006; Hoorn *et al.*, 2010; Shepard *et al.*, 2010; Sacek, 2014; Albert *et al.*, 2018; Hurtado *et al.*, 2018, Bicudo *et al.*, 2020; Mason *et al.*, 2022).

Maiores detalhes acerca da migração da deformação Andina em direção ao cráton, erosões, soerguimentos, denudações e mudanças de área fonte serão abordados no Capítulo 5.

**CAPÍTULO 3**  
**MÉTODOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS E**  
**SÍSMICOS**



### 3 MÉTODOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS E SÍSMICOS

A geofísica consiste no ramo da ciência que busca entender a estrutura e composição da Terra e de outros planetas, desde a sua magnetosfera até o interior profundo e tem sido amplamente utilizada como uma importante ferramenta na caracterização da arquitetura da crosta, bem como na exploração de recursos minerais, hídricos, energéticos e em projetos de engenharia e ambientais (Reynolds, 2011; Hinze *et al.*, 2013; Dentith & Mudge, 2014). Se por um lado, muitas vezes não alcança a mesma resolução de medidas diretas, os métodos geofísicos têm a vantagem de obter informações por meios não invasivos, em grande parte inacessíveis, com agilidade e baixos custos (Hinze *et al.*, 2013).

Os métodos gravitacional e magnético, que medem mudanças espaciais e temporais muito pequenas nos campos gravitacional e magnético terrestre, estão entre os métodos geofísicos mais clássicos, com seus estudos iniciados pelo menos desde o século VI A.C. (Blakely, 1995). Ambos os métodos consistem em medir campos potenciais vetoriais naturalmente emitidos pelo planeta e, portanto, são considerados métodos passivos. Considerando tratem-se de campos vetoriais, estes podem ser representados por três funções ortogonais entre si no espaço e no tempo, definidas por módulo, direção e sentido.

O método sísmico de reflexão, por sua vez, trata-se de um método ativo que teve o seu desenvolvimento na primeira metade do século XX impulsionado pela exploração de hidrocarbonetos, consistindo basicamente na leitura do tempo de reflexão de ondas elásticas em subsuperfície (Dentith & Mudge, 2014). Técnicas de processamento e interpretação podem converter as leituras para profundidade.

#### 3.1 Método Gravimétrico

##### 3.1.1 Fundamentos

De modo simplificado, a gravimetria consiste na medição das variações de intensidade do campo gravitacional terrestre causadas por mudanças laterais de densidade das rochas em subsuperfície e por variações estruturais (altos e baixos) na crosta e no manto superior. Está fundamentada na teoria da força gravitacional de Newton, em que a força gravitacional é inversamente proporcional ao quadrado do vetor que une o centro



de dois corpos portadores de massa. Desta forma, o campo gravitacional consiste em uma grandeza monopolar conservativa, inerente a qualquer corpo possuidor de massa.

A forma mais adequada para fins gravimétricos, é adoção do potencial gravitacional, deduzido a partir da Lei de Gravitação de Newton, ao qual dois corpos atraem-se com uma força proporcional às suas massas e inversamente proporcional ao quadrado de sua distância. A partir dessa lei de atração universal, o potencial gravitacional pode ser definido pela seguinte equação:

$$U = \frac{GM}{r} \quad (1)$$

Enquanto a aceleração gravitacional  $g$  é uma grandeza vetorial, possuindo magnitude, direção e sentido, o potencial gravitacional  $U$  é uma grandeza escalar, possuindo apenas magnitude.  $G$  corresponde à aceleração da gravidade,  $M$  à massa e  $r$  à distância. Desta forma, a abordagem de um campo potencial fornece uma flexibilidade de cálculo, em que a primeira derivada de  $U$  em qualquer direção dá o componente da gravidade naquela direção e permite a definição de superfícies equipotenciais sobre as quais  $U$  é constante (Kearey *et al.*, 2009).

É importante levar em consideração que especificamente em relação a dinâmica e formato elipsoidal terrestre, a gravidade pode sofrer variações espacial e temporal, de acordo com mudanças em subsuperfície e diferentes distribuições de massa podem gerar campos potenciais idênticos, o que a princípio pode gerar certas ambiguidades. Diversos cálculos ao longo do século XX, baseados na teoria de Clairaut, levaram ao desenvolvimento de uma fórmula internacional a partir da qual era possível calcular a aceleração teórica devido à gravidade ( $g_\phi$ ) em uma dada latitude geográfica ( $\phi$ ) em relação à gravidade ao nível do mar ( $g_0$ ). Os parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  são constantes que dependem da quantidade de achatamento do esferóide e da velocidade de rotação da Terra:

$$g_\phi = g_0 (1 + \alpha \text{sen}^2 \phi - \beta \text{sen}^2 2\phi) \quad (2)$$

Uma das últimas equações para o cálculo de  $g_\phi$  adotada pela Associação Internacional de Geodésia (IAG) para o Sistema de Referência Geodésica com base em posicionamento por satélites, data de 1987:

$$g_\phi = 9,7803267714 \times (1 + 0,00193185138639 \text{sen}^2 \phi) \times (1 - 0,00669437999013 \text{sen}^2 \phi) \text{ m/s}^2 \quad (3)$$

### 3.1.2 Reduções gravimétricas

Etapas de pré-processamento, processamento, realce e modelagem são efetuadas somente após prévios ajustes ao dado bruto que visam remover efeitos sobre o campo que não estão relacionados às variações de densidades das rochas e estruturas crustais em subsuperfície. Uma anomalia de gravidade corresponde ao desvio de uma medição individual de gravidade normal em relação ao esperado para o elipsóide de referência em um determinado local. Portanto, é causada por uma estrutura que fica abaixo do elipsóide de referência. Entretanto, o local onde a gravidade é medida raramente está diretamente sobre o elipsóide. Portanto, vários ajustes devem ser realizados para tornar a comparação possível. Após todas as correções, o valor da medição da gravidade deve equivaler a uma medição feita na superfície do elipsóide e, a partir desse momento, a medição ajustada pode então ser comparada com a gravidade teórica no elipsóide na latitude do local de medição. Adicionalmente, variações no equipamento, isostáticas e astronômicas devem ser levadas em consideração durante as correções.

A energia que um objeto possui por causa de sua posição corresponde à sua energia potencial. Quando a energia é calculada por unidade de massa, é chamada simplesmente de potencial. Desta forma, um corpo situado em um trampolim a 10 m sobre o nível do mar, possui maior potencial que um corpo a 5 m. A forma matemática da Terra, conhecida como elipsóide de referência, corresponde a uma superfície na qual o potencial gravitacional é constante, e, portanto, corresponde a superfície equipotencial. O valor do potencial no elipsóide de referência é definido como sendo o mesmo do nível médio do mar. É importante ressaltar que o valor da gravidade em si não é constante na superfície equipotencial. É o potencial da gravidade que é constante. Desta forma, o elipsóide de referência é uma representação idealizada da verdadeira superfície equipotencial da gravidade, que é denominada de geóide (Lowrie, 2018). É a partir dessa superfície teórico-matemática que as representações cartográficas da Terra são definidas, como, por exemplo, as projeções UTM e Mercator. Apesar de o elipsóide se aproximar muito bem do geóide, localmente ocorre uma diferença entre o geóide e o elipsóide (Fig. 3.1). Os desvios são conhecidos como ondulações geoidais e são comumente da ordem de alguns metros, mas podem ultrapassar 100 m. Eles surgem por dois motivos: i) O elipsóide assume que o interior da Terra é homogêneo e ii) Assume que a superfície da Terra não é rugosa. Portanto, irregularidades topográficas e variações de densidade fazem com que a gravidade seja diferente do valor teórico e a superfície equipotencial real se desvie do

elipsóide. Assim, onde a gravidade é mais forte ou mais fraca do que o esperado, o geóide desenvolve saliências ou ondulações em relação ao elipsóide de referência. Logo, o geóide corresponde à superfície equipotencial que está relacionada com a distribuição das massas. A vertical real de um local é entendida como a perpendicular a essa superfície equipotencial. Por definição, a vertical em qualquer ponto do globo é dada pelo fio de prumo, portanto, pela direção da gravidade. No entanto, essas verticais não são todas paralelas, pois o relevo pode provocar desvios da vertical na direção das elevações.

Existe um modelo teórico de gravidade esperada para a superfície do planeta, derivado da Fórmula internacional da Gravidade (*International Gravity Formula, IGF*) em relação ao geóide de referência (Blakely, 1995). A diferença entre valores obtidos em uma estação gravimétrica ou em levantamentos aerogeofísicos e o IGF é denominada anomalia gravimétrica, que, por sua vez, deve estar diretamente relacionada com as variações de litologia e estruturas crustais.

Tendo em vista que o elipsoide, localmente, pode excluir massas que estejam acima do nível médio dos mares, para se obter a anomalia de interesse por meio da redução do valor da gravidade ao elipsoide de referência são excluídas todas as massas que não estão confinadas entre a superfície terrestre e o elipsoide, mediante algumas correções. Além da altitude, as correções também visam contornar as variações de gravidade relacionada a latitude.

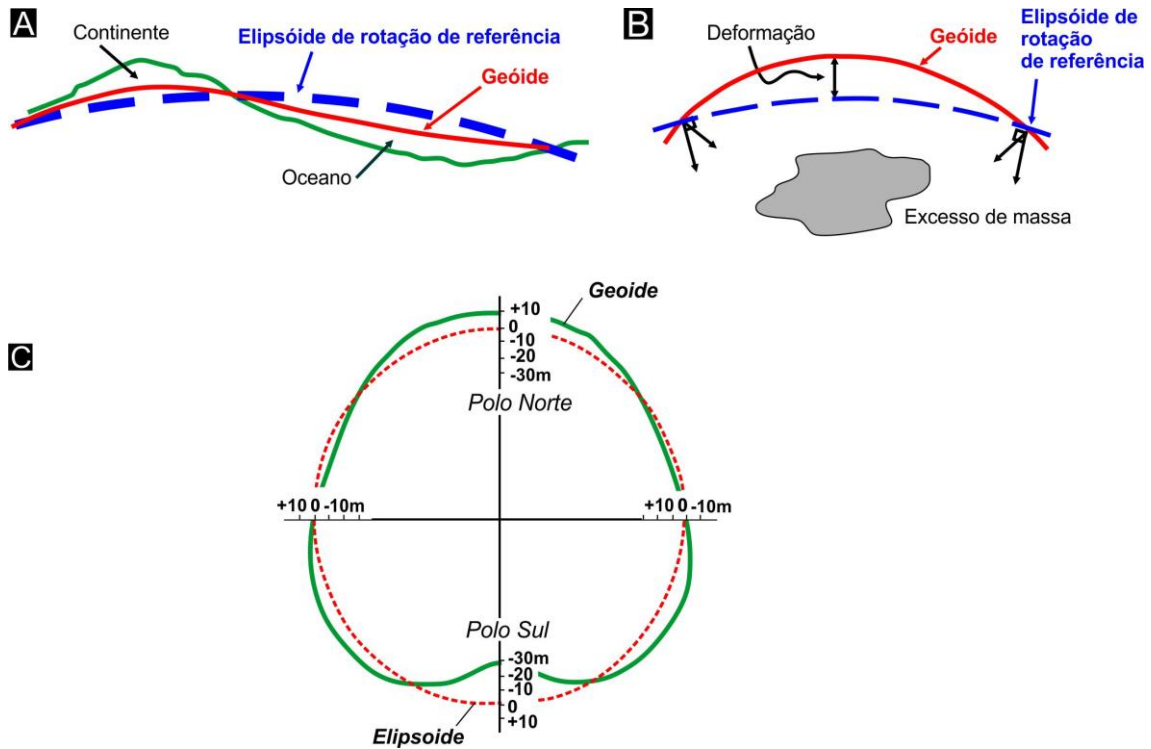


Fig. 3.1. Deformação do geóide causada por (A) efeitos de escala continental, e (B) efeitos localizados devido a excesso de massa em sub superfície (Modificado de Reynolds, 2011). (C) Comparação para os grandes comprimentos de onda ao meridiano 60°W (longitude 60°W/120E) entre o geóide (curva verde) e o elipsoide de referência (curva vermelha), com alturas das escalas em metro exageradas para melhor visualização (modificado de Pomerol *et al.*, 2013).

### 3.1.2.1 Efeitos de maré

A alta precisão inerente aos levantamentos gravimétricos faz com que correções devam ser adotadas para corrigir o efeito da variação periódica da atração gravitacional associado a movimentação da Terra em torno do Sol e dos movimentos orbitais da Lua em torno da Terra. Como estes movimentos variam ao longo do tempo, uma medida em um local fixo também sofre variações com o tempo. A atração gravitacional causa deformação não somente nos oceanos, mas é capaz de exercer, de modo análogo, variações no formato da Terra sólida, causando variações centimétricas em pontos de observação, o que por sua vez altera a distância do centro de massa da Terra. Essas variações periódicas de gravidade possuem amplitude máxima de cerca de 3  $\mu\text{g}$  e período mínimo em torno de 12 h (Kearey *et al.*, 2009) (Fig. 3.2). A correção desses valores se dá de modo simples, uma vez que o efeito das marés é periódico e, portanto, previsível. Para isso, são necessárias leituras repetidas em uma mesma estação, registradas segundo o fuso horário e localização espacial a serem inseridos em *software* específicos, como no caso

do Oasis Montaj (Whitehead, 2010). Para o caso do gravímetro digital (Scintrex), esta correção é feita pelo próprio equipamento.

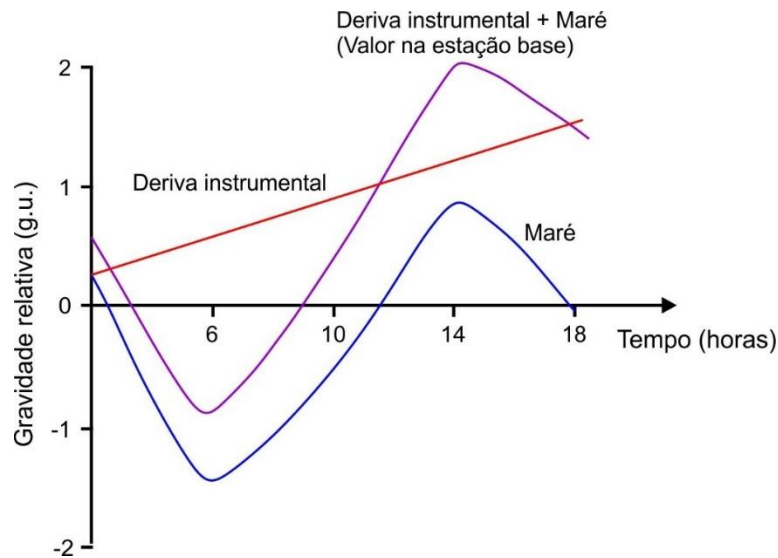


Fig. 3.2. Efeito hipotético de uma deriva instrumental e maré na aceleração da gravidade no valor medido em uma estação base (Modificado de Reynolds, 2011).

### 3.1.2.2 Deriva instrumental

Baseada em sucessivas leituras em uma estação de base ao longo do dia, a correção para a deriva do instrumento é aplicada para eliminar diferenças de medições relacionadas a deformações anelásticas, dilatação e compressão na mola do instrumento em função da variação da temperatura. As sucessivas medidas são plotadas em um gráfico linear contra o tempo, de modo a se produzir uma curva de deriva instrumental que será deduzida dos dados observados (Reynolds, 2011). Após a correção da deriva, a diferença de gravidade entre um ponto observado e a estação base é obtida pela multiplicação da diferença na leitura pelo fator de calibração do gravímetro, para o caso de gravímetros analógicos (LaCoste). Gravímetros digitais (Scintrex) não possuem fator de calibração. Desta forma, a gravidade no ponto de observação  $g_{obs}$  pode ser calculada a partir do valor conhecido da gravidade na base (Kearey *et al.*, 2009), considerando que a correção prévia de maré.

### 3.1.2.3 Latitude

A Terra deforma-se por causa da força centrífuga decorrente da rotação axial, que faz com que a esfera seja levemente achatada nos polos de rotação, totalizando cerca de 0,3% de achatamento em relação ao equador. Deste modo, a forma real da Terra corresponde a um elipsoide oblato ou, simplesmente, esferóide. A correção de latitude visa eliminar o efeito da aceleração centrípeta sobre a gravidade, levando em

consideração a variação angular causada pela forma não esférica da Terra. A velocidade angular tende a ser zero nos polos e máxima no equador e isso causa um efeito diretamente oposto à direção da gravitação, pois a força centrífuga gerada pela rotação produz uma componente radial negativa em relação à gravidade. Desta forma, a gravidade tende a ter valores mais altos nos polos e valores menores no equador. Adicionalmente, devido ao formato de elipsoide achatado nos polos, a porção equatorial tende a estar mais distante do centro de massa da Terra, enfraquecendo a atração gravitacional no equador e fortalecendo nos polos. O efeito numérico disso é que a gravidade nos polos excede a gravidade no equador por cerca de 51.860 gu, com o gradiente de gravidade norte-sul na latitude em graus ( $\phi$ ) sendo igual a (Kearey *et al.*, 2009):

$$8,12 \text{sen}^2 \phi \text{ gu por km}^{-1}. \quad (4)$$

Uma possibilidade de correção para valores posteriores a 1967 é apresentada na seguinte equação:

$$g\phi = 9780318.5 (1 + 0.005278895 \text{sen}^2 \phi + 0.000023462 \text{sen}^4 \phi) \text{ gu} \quad (5)$$

Em que  $g\phi$  é o valor da gravidade previsto para a latitude  $\phi$ , que equivale ao valor da gravidade ao nível do mar para qualquer ponto na superfície da Terra. Este valor é subtraído da gravidade observada para a correção de latitude.

#### 3.1.2.4 Ar livre

Também chamada de correção de altitude ou Faye, a correção de ar livre visa corrigir a diminuição da gravidade devido à altura ao ar livre da estação de medida em relação ao *datum* de referência (Telford *et al.*, 1990; Blakely, 1995; Kearey *et al.*, 2009), que corresponde ao elipsoide, uma vez que, conforme o postulado de Newton, a gravidade diminui com o quadrado inverso da distância do centro da Terra. No entanto, nenhum tratamento é efetuado para o efeito gravitacional das rochas presentes entre o ponto de observação e o *datum*, uma vez que as atrações do material geológico ao redor e abaixo do local de medição já devem estar ajustadas nessa etapa, mediante as demais correções. Ela supõe, portanto, que não há qualquer massa acima do geoide passível de modificar a gravidade. Levando em consideração que a Terra é um esferoide, a correção ar livre (*AL*) pode ser resumida na seguinte expressão para uma altura (*h*) em metros:

$$AL = 3,086h (g.u.) \quad (6)$$

Um valor de 3,086 g.u./m é aceito para a maioria das aplicações práticas e deve ser adicionado a uma medição feita acima do nível do mar e subtraído se para medições abaixo do nível do mar. O termo de correção ar livre varia ligeiramente com a latitude, sendo 3,083 g.u./m no equador e 3,088 g.u./m nos polos (Reynolds, 2011).

### 3.1.2.5 Anomalia Ar Livre

Quando aplicada a correção de latitude em conjunto com a correção ar livre, atribui-se a denominação Anomalia Ar livre ( $gAL$ ), que pode ser entendida pela seguinte expressão:

$$gAL = g_{obs} - g\phi + AL \quad (7)$$

sendo  $g_{obs}$  o valor da gravidade medido em campo com remoção dos efeitos de deriva instrumental e maré,  $g\phi$  a correção de latitude e  $AL$  a correção ar livre.

É especialmente útil para estudos em escala continental e regionais, podendo inclusive atuar como uma alternativa à anomalia isostática. Em regiões marinhas é comumente utilizada como alternativa à correção Bouguer (Hinze *et al.*, 2013) que será abordada no item 3.1.2.8, uma vez que esta tende a apresentar valores inadequados por conta da densidade da placa oceânica. A anomalia Ar livre também é utilizada para estudos geodésicos relacionados ao geóide e esferóide, pois tende a ser muito próxima ao que seria observado se todas as massas topográficas fossem concentradas no geóide (Blakely, 1995). De um modo geral, um perfil ou grid de anomalia Ar livre tende a apresentar um comportamento semelhante ao da elevação topográfica, fazendo, portanto, com que as variações altimétricas gerem variações de anomalia Ar Livre.

### 3.1.2.6 Correção Eötvös

Para o caso desta tese, em que parte dos dados foi obtida por um gravímetro instalado em uma aeronave, a aceleração gravitacional medida é afetada pela componente vertical da aceleração de Coriolis, que, por sua vez, é uma função da velocidade e direção na qual o veículo está se movendo. Desta forma, os dados de gravidade são ajustados aplicando a correção de Eötvös.

Existem dois componentes a serem considerados para esta correção. A primeira é a aceleração centrífuga associada ao movimento do veículo viajando sobre a superfície curva da Terra, e a segunda é a mudança na aceleração centrífuga resultante do movimento do veículo em relação ao eixo de rotação da Terra. Qualquer movimento de

um gravímetro que envolva um componente na direção leste-oeste terá um efeito significativo na medição da gravidade. A expressão matemática que envolve a correção é exibida a seguir:

$$\delta g_{EC} = 75.08 V \cos \phi \sin \alpha + 0.0416V^2 \text{ (g. u.)} \quad (9)$$

Em que  $\phi$  é o grau de latitude geográfica,  $\alpha$  é o azimute em graus, e  $V$  corresponde à velocidade do veículo em nós.

### 3.1.2.7 Bouguer

Diferentemente da anomalia ar livre, a correção Bouguer (CB), também chamada de correção de platô, visa considerar o material rochoso entre a estação e datum, comumente o nível do mar ou elipsoide de referência (Fig. 3.3). Para essa correção estima-se o empuxo gravitacional, adotando-se como condição uma placa rochosa “infinita” de espessura ( $h$ ) em metros, onde  $h$  corresponde a altitude da estação, e densidade média de  $2,67 \text{ mg/m}^3$  para regiões continentais (Blakely, 1995), levando em consideração, portanto, que a topografia em seu entorno é plana.

$$CB = 2\pi G 2,67 = 0,1119h \quad (10)$$

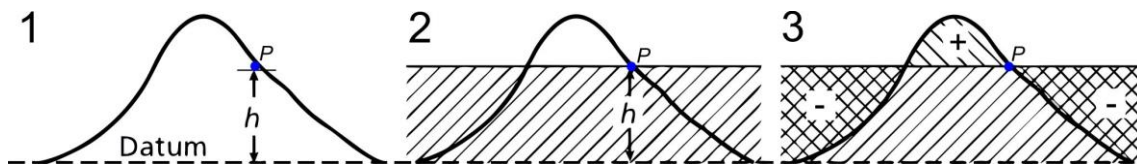


Fig. 3.3. Principais reduções gravimétricas, que juntas correspondem à Anomalia Bouguer, em que 1: Correção de ar livre para uma observação numa altura  $h$  em um ponto  $P$  acima do datum; 2: Correção Bouguer, com região sombreada representando uma placa rochosa de espessura  $h$  e horizontalmente infinita e 3: Correção do terreno, neste caso considerando o excesso ou ausência de massa entre o ponto medido e sua vizinhança (modificado de Kearey *et al.*, 2009).

### 3.1.2.8 Correção de Terreno

Assim como a correção isostática, esta correção (também chamada de topográfica) é utilizada para regiões com consideráveis variações na elevação topográfica para corrigir o efeito da topografia, especialmente quando a elevação está próxima às estações gravimétricas, uma vez que a correção Bouguer negligencia as irregularidades topográficas da superfície terrestre. Depressões exercem uma atração gravitacional descendente em relação ao nível de medida, ao passo que elevações exercem uma atração ascendente. Para esta correção, são utilizados modelos de elevação de terreno detalhados,



com espaçamento entre curvas de nível de pelo menos 10 metros, sobrepostos pela carta de Hamer (Fig. 3.4), que consiste numa graticula formada por radiais concêntricas divididas em vários compartimentos, com o centro posicionado sobre a estação (Telford *et al.*, 1990; Kearey *et al.*, 2009). A zona mais externa se estende por quase 22 km, além dos quais os efeitos topográficos sobre a gravidade são insignificantes. Dessa forma, por meio de etapas de medição direta e geométrica, é obtida a correção de terreno para uma determinada região mediante a seguinte equação:

$$CT = \frac{2\pi\rho G}{N} [r_2 - r_1 + (r_1^2 + z^2)^{1/2} - (r_2^2 + z^2)^{1/2}] (g. u.) \quad (8)$$

Em que:

N = Número de segmentos do anel;

Z = Módulo da diferença de altitude entre a estação e a elevação média do segmento

$\rho$  = Densidade da correção Bouguer

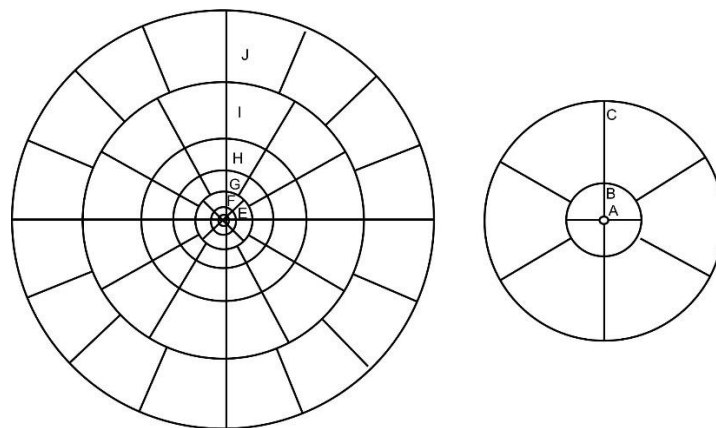


Fig. 3.4. Carta de Hamer utilizada para a correção de terreno nos dados gravimétricos (Modificado de Telford *et al.*, 1990).

### 3.1.2.9 Anomalia Bouguer

Uma vez efetuadas as demais correções, é possível obter a anomalia Bouguer (BA), também denominada Anomalia Bouguer Completa (Fig. 3.4), pela seguinte equação:

$$BA = gAL - CB + CT \quad (11)$$

Para o caso de levantamentos aéreos, a anomalia Bouguer completa ainda incorpora a correção de Eötvös.

### 3.1.3 Densidade das rochas

Conforme mencionado anteriormente, as anomalias gravimétricas são oriundas de contrastes de densidade ( $\Delta\rho$ ) entre corpos de rocha e sua vizinhança. Considerando um corpo com densidade  $\rho_1$  envolto por um material de densidade  $\rho_2$ , o contraste é dado pela variação ( $\Delta$ ), sendo que o sinal resultante indica o sinal da anomalia:

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad (12)$$

A densidade das rochas está entre os parâmetros geofísicos menos variáveis e mais simples de serem obtidos, com os tipos de rochas mais comuns possuindo densidade entre 1,6 e 3,2 Mg m<sup>-3</sup> (Kearey *et al.*, 2009) (Fig. 3.5). A composição mineralógica e a porosidade são os principais fatores controladores da densidade das rochas. No entanto, para rochas sedimentares, fatores como soterramento, compactação, idade, cimentação e saturação de fluídos, geralmente atuam no sentido de elevar a sua densidade. A porosidade e alterações superficiais, por sua vez, atuam no sentido de reduzir a densidade. De um modo geral, em rochas sedimentares, os folhelhos tendem a ser menos densos, seguidos por arenitos, calcários, dolomitos e evaporitos (Miranda *et al.*, 2010).

Considerando que a maior parte das rochas ígneas e metamórficas possui porosidade desprezível, a composição mineralógica passa a ser o fator principal responsável pela variação de densidade. Desta forma, um aumento de acidez na composição tende a diminuir a densidade, fazendo com que haja, portanto, uma progressão do aumento de densidade dos tipos de rochas ígneas ácidas, passando pelas básicas até as ultrabásicas (Kearey *et al.*, 2009). Para as rochas cristalinas, a título de exemplo, os granitos tendem a ter menor densidade se comparados a basaltos, que são menos densos que o gnaisse, que são seguidos por anfibolitos (Reynolds, 2011). Logicamente, fatores composicionais podem eventualmente alterar essa relação, como no caso de gnaisses félsicos, por exemplo, com densidades menores que basaltos. Fraturamentos e alterações secundárias também podem atuar no sentido de diminuir as densidades originais.

Na modelagem é comum considerar as estimativas de densidade e susceptibilidade magnética referentes às diferentes litologias, com base nos valores propostos por Clark &

Emerson (1991) e Hinze (2013), por se mostrarem adequados aos parâmetros regionais de uma área de estudo, evitando eventuais falseamentos impostos por dados oriundos de afloramentos pontuais.

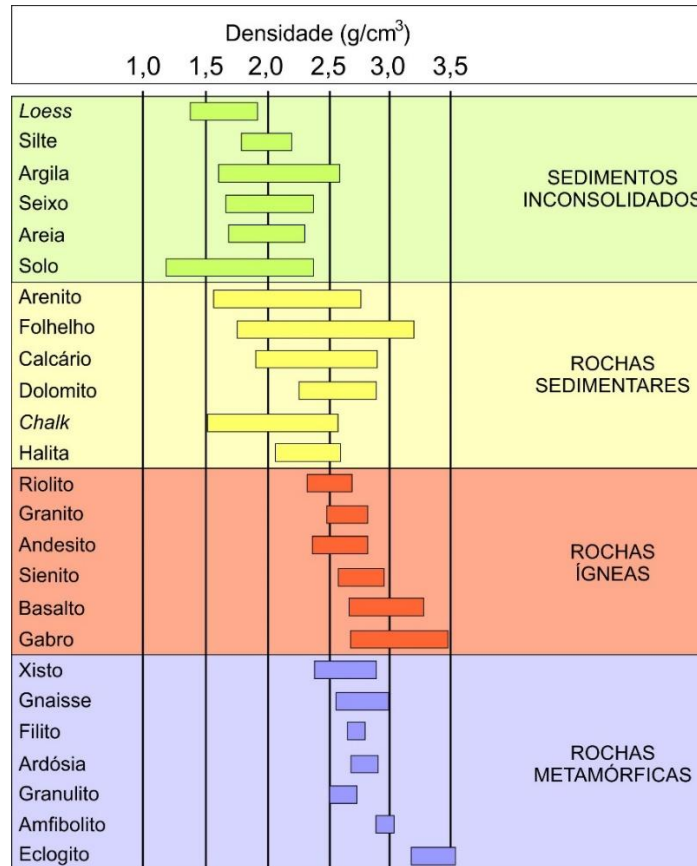


Fig. 3.5. Variação da densidade em relação aos diversos tipos de rochas e sedimentos (modificado de Reynolds, 2011).

## 3.2 Dados Magnéticos

### 3.2.1 Fundamentos

A magnetometria aplicada visa entender a composição da crosta, valendo-se das anomalias do campo magnético, que são resultantes da interação do campo terrestre com as propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície. Ou seja, as anomalias magnéticas causadas por rochas correspondem a efeitos localizados que se sobrepõem ao campo geomagnético. Quando um material é colocado num campo magnético, ele pode adquirir uma magnetização momentânea com a mesma direção do campo a que foi submetido. Se, ao remover o campo, o material perde a magnetização, esse fenômeno é

denominado magnetização induzida, cuja intensidade ( $J_i$ ) está relacionada com a susceptibilidade magnética do material ( $k$ ) e à força de magnetização ( $H$ ):

$$J_i = kH \quad (13)$$

A intensidade de um campo magnético pode ser dada de modo semelhante, porém com a substituição da susceptibilidade pela permeabilidade magnética no vácuo ( $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$ ) (Kearey *et al.*, 2009):

$$B = \mu_0 H \quad (14)$$

Tanto a água quanto o ar possuem permeabilidades magnéticas muito semelhantes a  $\mu_0$ , e, portanto, essa expressão pode ser tomada como representativa do campo magnético da Terra na ausência de perturbações por materiais magnéticos (Kearey *et al.*, 2009). Para o caso de materiais magnéticos inseridos nesse campo, a magnetização resultante da interação gera um campo adicional na região ocupada por esse material, cuja intensidade é dada por  $\mu_0 J_i$ . Desta forma, o campo magnético total ou indução magnética ( $B$ ) é dada por:

$$B = \mu_0 H + \mu_0 J_i = \mu_0 H + \mu_0 k H = (1 + k) \mu_0 H = \mu_0 \mu_R H \quad (15)$$

Em que  $\mu_R$  corresponde a uma constante adimensional denominada permeabilidade magnética relativa.

Embora a maior parte dos minerais formadores de rocha seja desprovida de magnetismo, alguns tipos de rocha contêm minerais magnéticos em proporção suficiente para gerar anomalias magnéticas mensuráveis (Kearey *et al.*, 2009). Algumas anomalias podem ser locais, de origem superficial e podem indicar uma característica da crosta, como um dique mineralizado ou uma estrutura geológica de interesse econômico. No entanto, as grandes anomalias regionais têm origem profunda. Assim como na gravimetria, a magnetometria consiste em um método geofísico passivo. No entanto, no método magnético, o campo envolvido é dipolar, formado por um polo negativo e outro positivo.

Nosso planeta é cercado por um campo magnético, que se origina no núcleo externo fundido da Terra. Sendo o fluido do núcleo um bom condutor elétrico, o movimento físico do fluido através dos campos magnéticos no núcleo induz correntes elétricas que, por sua vez, produzem campos magnéticos adicionais em um processo de

auto reforço. O fluxo de fluido e as interações eletromagnéticas entre diferentes partes do núcleo são complexos e envolvem movimentos turbulentos. Além da convecção térmica relacionada à fluabilidade, existe um movimento fluido denominado convecção composicional, que resulta do processo de solidificação gradual do núcleo interno e também está associada ao magnetismo. O fluido do núcleo externo consiste em ferro, níquel e elementos de menor densidade. Quando o núcleo interno solidifica, os elementos de menor densidade permanecem no fluido do núcleo externo. Sua densidade mais baixa os torna flutuantes, o que os leva a subir e cria um tipo de convecção orientada pela composição. Os movimentos do fluido do núcleo são também influenciados pela força de Coriolis, que atua em todos os objetos em movimento na Terra em rotação. Essa força atua perpendicularmente ao eixo de rotação e à direção do movimento. Na superfície da Terra, ela influencia o clima, forçando os padrões de vento a formar ciclones e anticiclones e controla as correntes marinhas. No núcleo da Terra, seu efeito faz com que o fluido de convecção forme colunas em espiral paralelas ao eixo de rotação, determinando assim a geometria das correntes elétricas no núcleo. Desta forma, tanto as forças de fluabilidade, quanto rotação e Coriolis contribuem para um processo de dínamo auto sustentável que gera o campo geomagnético.

Se a geometria das linhas do campo magnético é complexa no núcleo, tende a se tornar simples com o aumento da distância radial em relação ao centro da Terra (Fig. 3.6) (Cf. Campbell, 2001; Lanza & Meloni, 2006; Hulot *et al.*, 2011). Funções matemáticas harmônicas esféricas fornecem uma descrição detalhada do campo geomagnético. A análise harmônica esférica é usada na geofísica moderna para descrever as distribuições globais de propriedades magnéticas, gravitacionais, térmicas e várias outras propriedades geofísicas. Aplicado ao geomagnetismo, define o Campo de Referência Geomagnético Internacional (*International Geomagnetic Reference Field*, IGRF), que corresponde ao campo magnético teórico que melhor descreve o campo atual sem perturbações em qualquer latitude e longitude e pode ser definido pela seguinte equação:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\theta) \quad (16)$$

Em que  $r$ ,  $\theta$  e  $\lambda$ , são coordenadas geocêntricas ( $r$  é a distância ao centro da Terra,  $\theta$  é a co-latitudes, ou seja, latitude  $90^\circ$  e  $\lambda$  é a longitude),  $R$  é um raio de referência (6371,2 km);  $g_n^m(t)$  e  $h_n^m(t)$  são os coeficientes em um tempo  $t$ , e  $P_n^m(\theta)$  são as funções de

Legendre associadas semi-normalizadas de Schmidt de grau  $n$  e ordem  $m$ , sendo que  $n$  varia de 1 a 13 (Reynolds, 2011). O termo  $n = 0$  equivale a zero devido à inexistência de monopólos e o termo  $n = 1$  descreve o campo dipolar, que por sua vez corresponde a cerca de 90% do campo magnético total. Os termos  $n = 2$  a  $n \approx 13$  constituem o campo não dipolar.

No entanto, a direção e a intensidade do campo geomagnético mudam lentamente com o tempo. Algumas mudanças ocorrem em uma escala de tempo humana por meses, anos ou séculos, mas outras, como mudanças no dipolo, ocorrem em escalas de tempo que variam de milhares a milhões de anos. Para lidar com as mudanças de curto prazo, o campo magnético é constantemente monitorado e os coeficientes do IGRF são atualizados a intervalos regulares, geralmente a cada cinco anos.

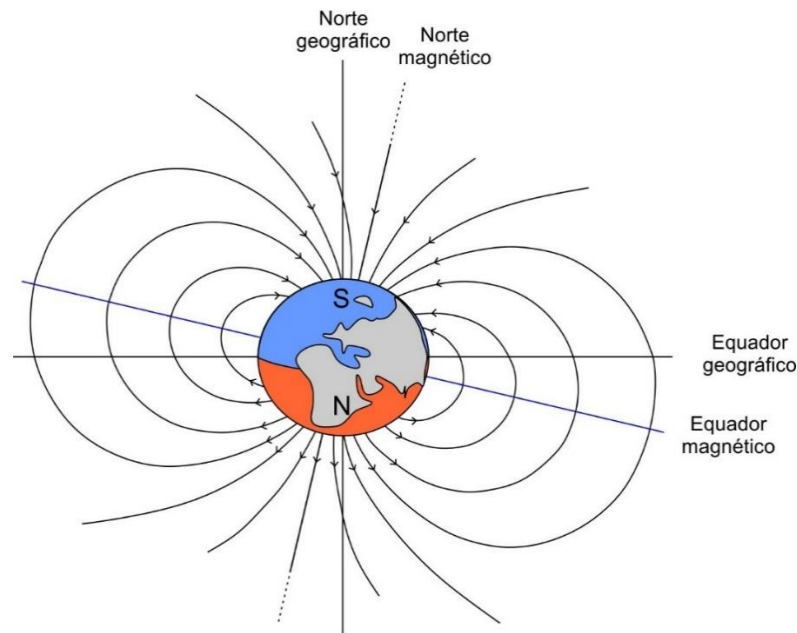


Fig. 3.6. Vista idealizada das linhas de força do campo magnético da Terra representada como uma esfera (Modificado de Lanza & Meloni, 2006 e Dentith & Mudge, 2014).

Considerando que o campo geomagnético pode ser representado como um dipolo não alinhando com o norte geográfico, a componente vetorial do campo geomagnético pode ser ilustrada na figura 3.7A, em que o vetor campo total ( $B$ ) tem uma componente vertical ( $Z$ ) e uma componente horizontal ( $H$ ) na direção do norte magnético. O mergulho de  $B$  é a inclinação magnética ( $I$ ) do campo, ao passo que o ângulo entre o norte magnético e o geográfico corresponde à declinação ( $D$ ).  $B$  varia em intensidade, atingindo cerca de 70.000 nT nos polos e 25.000 nT no equador (Kearey *et al.*, 2009). No hemisfério norte

o campo magnético apresenta inclinação para baixo e em direção ao norte, tornando-se vertical no polo norte magnético (Fig. 3.7B). No hemisfério sul a inclinação é para cima em direção ao norte e vertical no polo sul, porém em sentido oposto, ou seja, no sentido de saída. Próximo ao equador, a inclinação tende a ser zero.

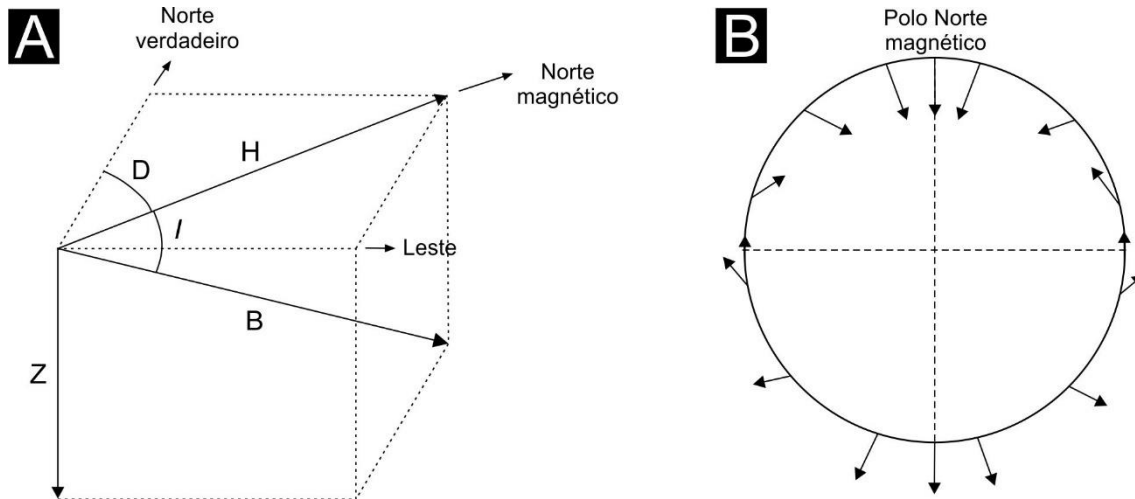


Fig. 3.7. Arranjo geométrico do campo magnético, em que **A**: Componentes geomagnéticas e **B**: Variação da inclinação do campo magnético total com a latitude (modificado de Kearey *et al.*, 2009).

Ainda de acordo com Kearey *et al.* (2009), devido a rotação e momentos de *spin* de elétrons, cada átomo age como um dipolo, fazendo com que todas as substâncias sejam magnéticas em uma escala atômica. No entanto, em materiais formados por grupos atômicos a magnetização sofre variações (Fig. 3.8):

- i) Em materiais diamagnéticos um campo magnético indutor produz uma magnetização paralela em sentido oposto ao da magnetização aplicada. Consequentemente a susceptibilidade magnética é fraca e negativa ( $-10 \times 10^{-6}$  SI).
- ii) Substâncias paramagnéticas apresentam magnetização paralela em mesmo sentido ao da magnetização indutora, com susceptibilidade magnética positiva e fraca (entre  $10^{-4}$  a  $10^{-3}$  SI). No entanto, assim como para materiais diamagnéticos, o momento magnético tende a zero na ausência do campo indutor.
- iii) No ferromagnetismo os dipolos são paralelos, gerando uma magnetização espontânea muito forte, que pode existir mesmo na ausência de um campo magnético externo. Sua susceptibilidade magnética é alta e positiva (entre  $10^{-3}$  a 1 SI). Materiais ferromagnéticos podem ser responsáveis por parte

das anomalias nas formações rochosas, apesar de raramente ocorrerem na crosta terrestre.

- iv) Nos materiais antiferromagnéticos o acoplamento dos dipolos é antiparalelo, com igual número de dipolos em cada sentido. Os campos magnéticos dos dipolos se anulam entre si, não havendo efeito do magnetismo externo sobre o material. Sua susceptibilidade magnética varia entre  $10^{-4}$  a  $10^{-3}$  SI.
- v) Os materiais ferrimagnéticos são responsáveis por praticamente todas as propriedades magnéticas dos tipos mais comuns de rocha (Kearey *et al.*, 2009; Hinze *et al.*, 2013) e ocorrem quando os dipolos em uma direção excedem os da direção paralela oposta. Possuem forte magnetização espontânea e alta susceptibilidade magnética. Uma boa compilação de susceptibilidade magnética em rochas e minerais pode ser encontrada em Clark & Emerson (1991).

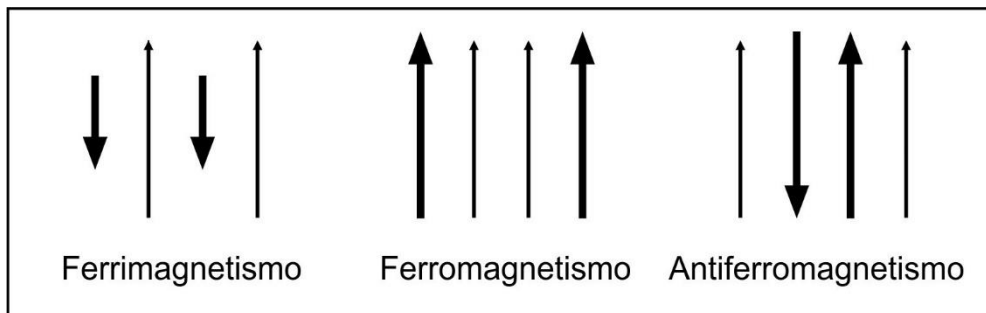


Fig. 3.8. Representação esquemática da orientação e intensidade dos dipolos elementares dentro do domínio ferrimagnético, ferromagnético e antiferromagnético (Modificado de Kearey *et al.*, 2009).

Um aspecto importante diz respeito a superfície Curie, utilizada para identificar o limite magnético da crosta e a variação geotérmica proveniente de fluxos de calor do manto (e.g., Blum, 1996; Salem *et al.*, 2014; Correa *et al.*, 2016). Os materiais ferromagnéticos e ferrimagnéticos têm um decréscimo na sua intensidade de magnetização com o aumento da temperatura, e quando submetidos a temperaturas acima da temperatura de Curie, perdem seu comportamento magnético. Acima da temperatura de Curie, as distâncias inter atômicas são ampliadas ao ponto de atingir separações que impedem o acoplamento de elétrons, dando posteriormente lugar a um comportamento paramagnético, quando arrefecido. A imensa maioria das anomalias magnéticas rochosas



está relacionada a magnetita, que possui uma temperatura de Curie de 578°C (Kearey *et al.*, 2009).

Eventualmente, as rochas, quando submetidas a um campo forte ou prolongado, podem herdar uma magnetização induzida, mesmo quando esta é removida, o que pode gerar complexidade para a interpretação geofísica de uma região. A esse fenômeno é dado o nome de magnetização remanente, que pode ser primária, termoremanente, detrítica, química ou viscosa.

### **3.2.2 Reduções Magnéticas**

Para as interpretações geofísicas, utiliza-se o campo magnético anômalo, o qual corresponde ao sinal relacionado ao comportamento magnético das rochas e estruturas geológicas em subsuperfície. Para tanto, são necessárias algumas correções que visam remover outros tipos de interferência magnética:

#### **3.2.2.1 Variação diurna**

Corresponde a variações diárias no campo magnético provocado pela interação da radiação solar com a ionosfera, causando a migração de partículas carregadas em direção aos polos. Em condições normais a variação diurna é suave e regular, possuindo uma amplitude entre 20 a 80 nT (Kearey *et al.*, 2009). Considerando que tempestades solares são impeditivas para uma boa qualidade de aquisição, as condições de radiação são constantemente monitoradas durante um levantamento magnetométrico. A forma mais usual para correção em levantamentos aéreos consiste em avaliar as diferenças de valores no cruzamento entre as linhas de voo e linha de controle.

#### **3.2.2.2 Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF)**

Conforme visto no item 3.2.1, o campo geomagnético sofre variações da ordem de 80 nT por ano em um processo natural inerente aos mecanismos de geração de magnetismo no núcleo terrestre. Se o campo geomagnético sofre mudanças seculares, a forma de interação com as rochas também sofrerá variações. Desta forma, visa-se reduzir esses efeitos, removendo o campo teórico IGRF.

### **3.2.3 Magnetismo e susceptibilidade das rochas**

Grafita, quartzo, halita e mármore são exemplos comuns de materiais diamagnéticos. Piroxênio, anfibólio, biotita, olivina e granada, pelo conteúdo em  $F^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$

e  $Mn^{+2}$  estão relacionados ao comportamento paramagnético. Ferro, cobalto e níquel apresentam interações do tipo ferromagnética. O exemplo mais comum de antiferromagnetismo está relacionado a hematita. Já a forma mais comum de magnetismo causador de anomalias magnéticas em rochas está relacionada a magnetita e seu comportamento ferrimagnético.

Rochas básicas e ultrabásicas apresentam altos valores de susceptibilidade magnética, sendo portanto altamente magnéticas em razão de seu conteúdo comparativamente alto em magnetita (Fig. 3.9). Rochas ígneas ácidas e metamórficas apresentam valores baixos e rochas sedimentares tendem a apresentar valores muito baixos (Dobrin & Savit, 1988; Clark & Emerson, 1991; Hinze, 2013).

Em resumo, a resposta magnética das rochas é controlada pelos seguintes fatores: i) mineralogia, ii) tipo de rocha original, iii) grau metamórfico e iv) alteração hidrotermal. Rochas sedimentares são tipicamente não magnéticas, a menos que contenham uma quantidade significativa de minerais pesados. De um modo geral, rochas sedimentares e sedimentos têm suscetibilidades magnéticas que são pelo menos uma ordem de magnitude menor que rochas ígneas e metamórficas (Telford *et al.*, 1990). Em bacias sedimentares as anomalias são geralmente causadas pelo embasamento ígneo e/ou metamórfico, ou por intrusões nas camadas sedimentares (e.g., Alves, 2010). Além disso, é importante considerar que processos secundários de intemperismo, diagênese, metamorfismo, deformação e metassomatismo podem exercer maiores influências na susceptibilidade magnética do que processos primários relacionados à formação das rochas (Isles & Rankin, 2013).

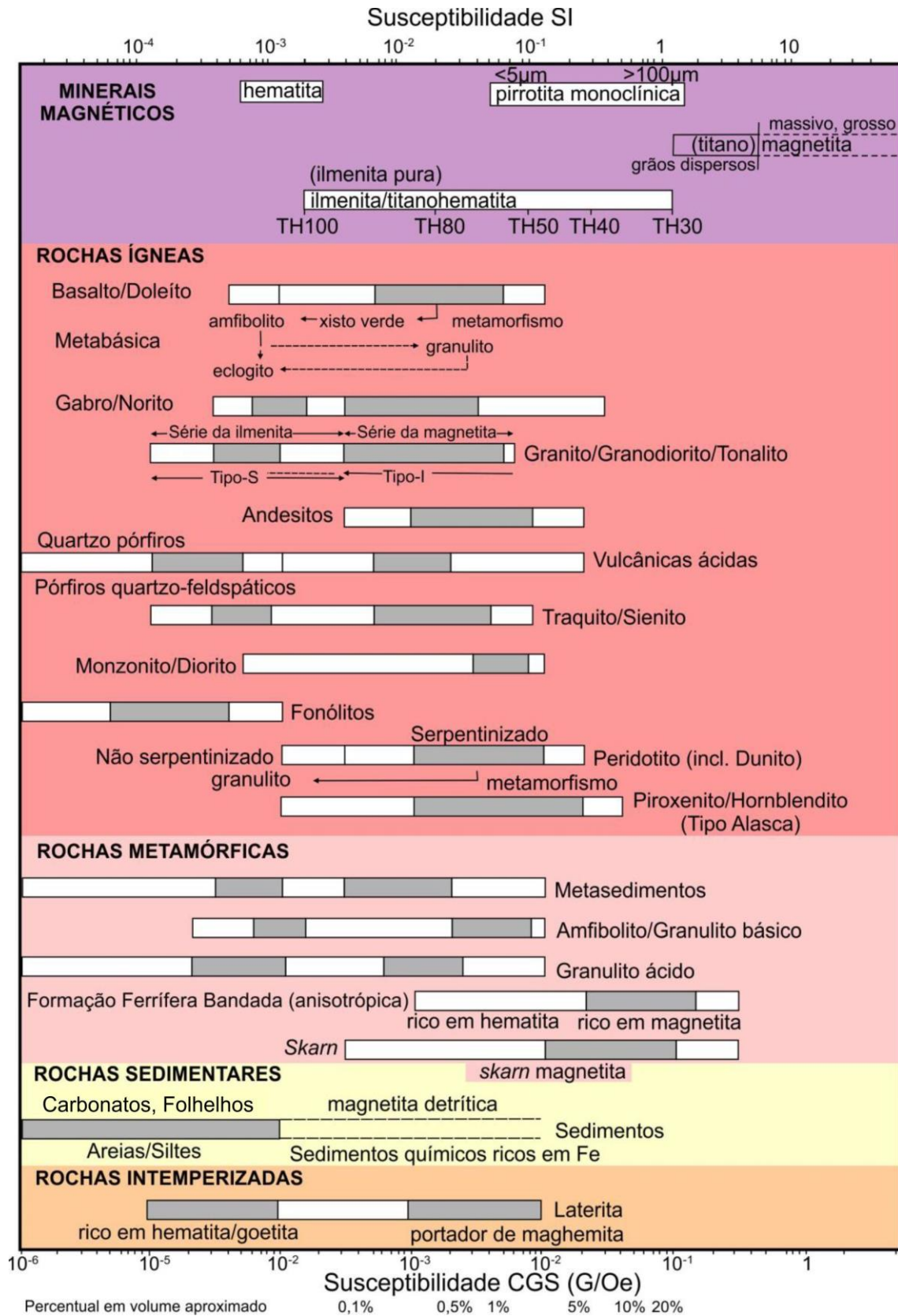


Fig. 3.9. Susceptibilidade magnética verdadeira ou intrínseca mensurada em campos magnéticos fracos para os tipos mais comuns de rochas (modificado de Clark & Emerson, 1991). Em cinza estão os valores mais comuns.

### 3.3 Pré Processamento

De um modo geral, o pré-processamento corresponde à aplicação de procedimentos visando reduzir os efeitos relacionados ao tipo de aquisição e artefatos nos campos potenciais gravimétricos ou magnetométricos que causem interferência no cálculo das anomalias relacionadas às fontes rochosas. É nesse momento que são realizadas as reduções, bem como as integrações no caso de dados oriundos de distintos projetos de aquisição (Fig. 3.10).

Essa etapa pode incluir conversão de projeções cartográficas, de modo a normalizar dados adquiridos em mais de um sistema de projeção. Nessa etapa são também realizados o controle de qualidade na busca por picos anômalos no sinal, geralmente com alta frequência e amplitude, lacunas ou qualquer outra inconformidade. Essa análise pode ser efetuada por meio da visualização de perfis e linhas de aquisição, seguida pela análise da quarta diferença e Teste P (relacionado ao logaritmo do campo magnético anômalo menos a média, subtraído do desvio padrão multiplicado por três). O micronivelamento (Minty, 1991), por sua vez, visa remover os efeitos não geológicos causados por ruídos com grandes comprimentos de onda ao longo das linhas de voo. Outra etapa importante consiste na remoção do IGRF, abordada em maior detalhe no item 3.2.1; consiste na remoção do sinal magnético oriundo do núcleo terrestre, considerando apenas as fontes crustais acima da temperatura de Curie. Para a integração de dados adquiridos com diferentes alturas de voo, ou dados aéreos e terrestres, costuma-se fazer a continuação ascendente, de modo a normalizar artificialmente os diversos dados para uma mesma altura. Outras etapas, como a técnica de sutura, localização espacial, remoção do efeito de rolagem e ruído causado pela aeronave e correção de paralaxe são necessárias, a depender da natureza do dado, tipo de aquisição e dos objetivos do intérprete, de modo a deixar o dado o mais preciso possível, com a preservação mais próximo possível da anomalia real para a aplicação das técnicas de realce.

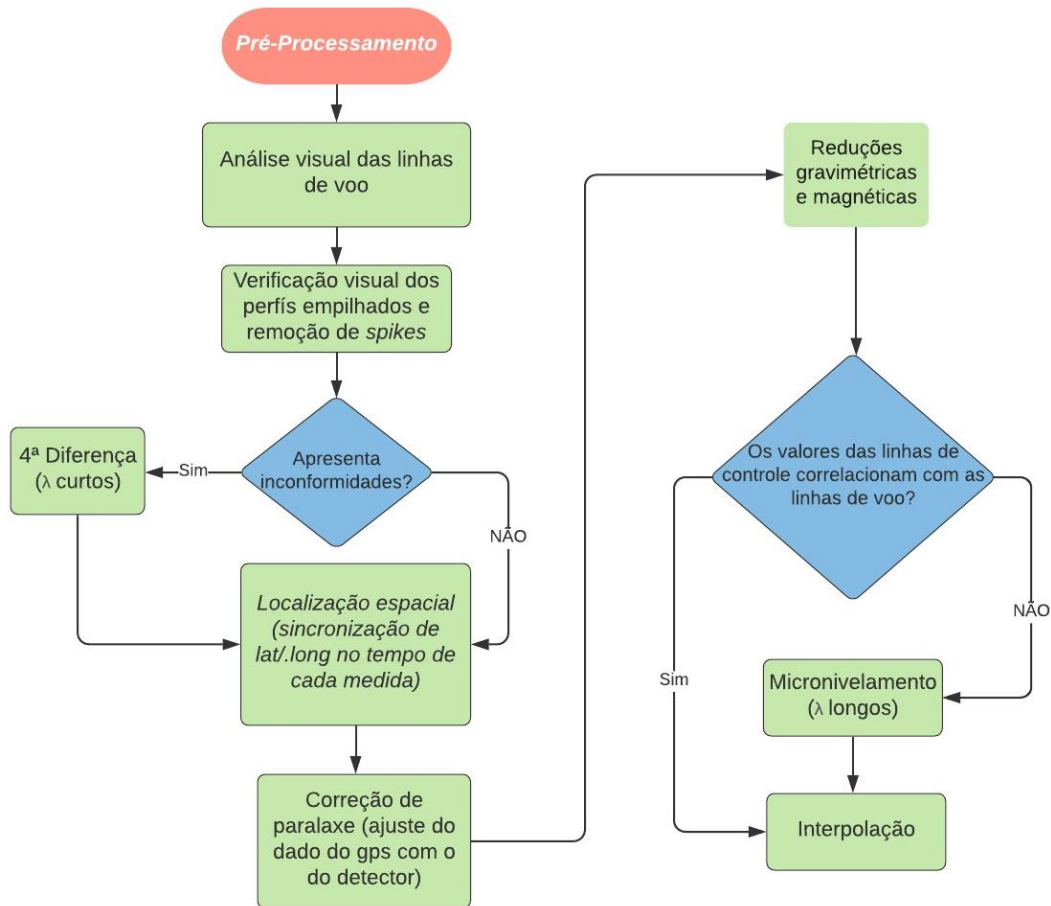


Fig. 3.10. Fluxograma exemplificando as principais etapas de pré-processamento para aquisições aéreas, ainda que, a depender do tipo de dado, nem todas sejam necessárias. Antes de iniciar a análise, é preciso verificar se os valores nos pontos de cruzamento entre as linhas de controle e voo se correlacionam.

### 3.4 Processamento e técnicas de realce

Uma vez realizado o pré-processamentos, diversas técnicas são aplicadas para realçar anomalias relacionadas a determinados atributos geológicos (Fig 3.11, Fig 3.12). Esta etapa é primordial para a interpretação geológica adequada a partir de dados potenciais, podendo ser aplicada tanto no domínio de Fourier, mediante número de onda ou frequência espacial, quanto no domínio espacial linear ou não linear.

Para os dados magnéticos, utiliza-se basicamente o dado reduzido ao polo, ou na impossibilidade, a anomalia magnética, que corresponde ao campo magnético total subtraído do IGRF. Para os dados gravimétricos, utiliza-se como ponto de partida a anomalia Bouguer completa, ou seja, o dado observado considerando as correções de ar livre, Bouguer e terreno.

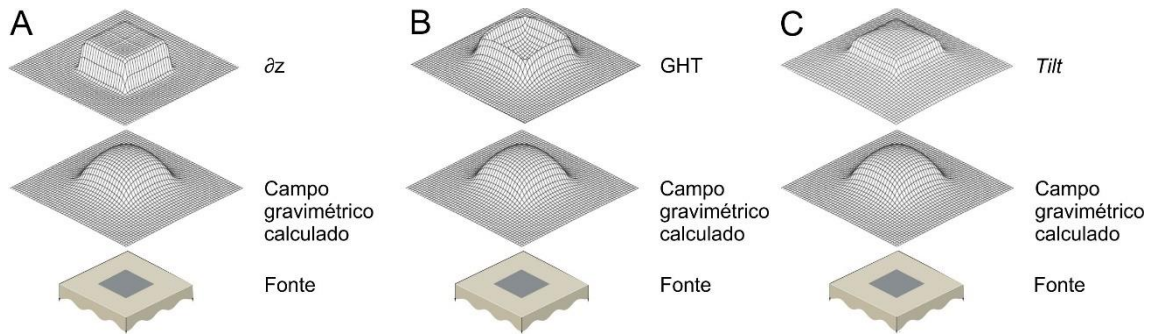


Fig 3.11. Exemplo de filtros aplicados a dados gravimétricos, considerando uma fonte prismática, em que **A**: Primeira derivada vertical; **B**: Gradiente horizontal total e **C**: Derivada *tilt* (Modificado de Dentith & Mudge, 2014).

### 3.4.1 Redução ao polo (RTP)

A redução total ao polo (RTP) visa converter artificialmente os dados adquiridos a qualquer latitude, e, portanto, com qualquer inclinação, para um dado adquirido no polo com inclinação ortogonal radial ao núcleo terrestre (Baranov, 1957; Baranov & Naudy, 1964). Isso simplifica a natureza do dado, eliminando assimetrias da anomalia dipolar e tende a centralizar o pico de amplitude da anomalia no centro do corpo causador (Blakely, 1995). A redução é expressa pela seguinte equação (Grant & Dodds, 1972):

$$L(\Theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I) + \text{icos}(I) \cos(D - \Theta)]^2} \quad (17)$$

Em que a fase é representada por  $\Theta$ ,  $I$  equivale a inclinação magnética e  $D$  é relacionado à declinação magnética. A amplitude é definida pelo seno da inclinação magnética.

Contudo, é importante atentar que de um modo geral a redução ao polo não é recomendada para baixas latitudes magnéticas, com inclinação inferior a  $20^\circ$ , ou para regiões sujeitas a forte magnetização remanente, por gerar ruído que pode obscurecer os sinais geológicos e inclusive ser amplificado em processamentos posteriores (Silva, 1986; Reynolds, 2011; Isles D.J. & Rankin, 2013; Dentith & Mudge, 2014). Em baixas latitudes a solução da equação 17 se torna instável, em grande parte pela divisão por um denominador excessivamente diminuto. Para tanto a redução ao polo diferencial (DRTP) pode ser uma alternativa viável, cuja solução se mostra mais adequada a baixas latitudes magnéticas (Cooper & Cowan, 2005; Arkani-Hamed, 2007). Com algoritmo baseado no método de Arkani-Hamed (1988) e estabilização fornecida por Swain (2000), essa redução aplica as perturbações no domínio do espaço ao invés do domínio da frequência,

mediante uma expansão da série Taylor e leva em consideração declinação e inclinação magnéticas para a região na época de aquisição dos dados e um parâmetro estabilizador denominado inclinação da correção de amplitude, que corresponde à diferença em relação a inclinação, que possui valor negativo para o hemisfério sul.

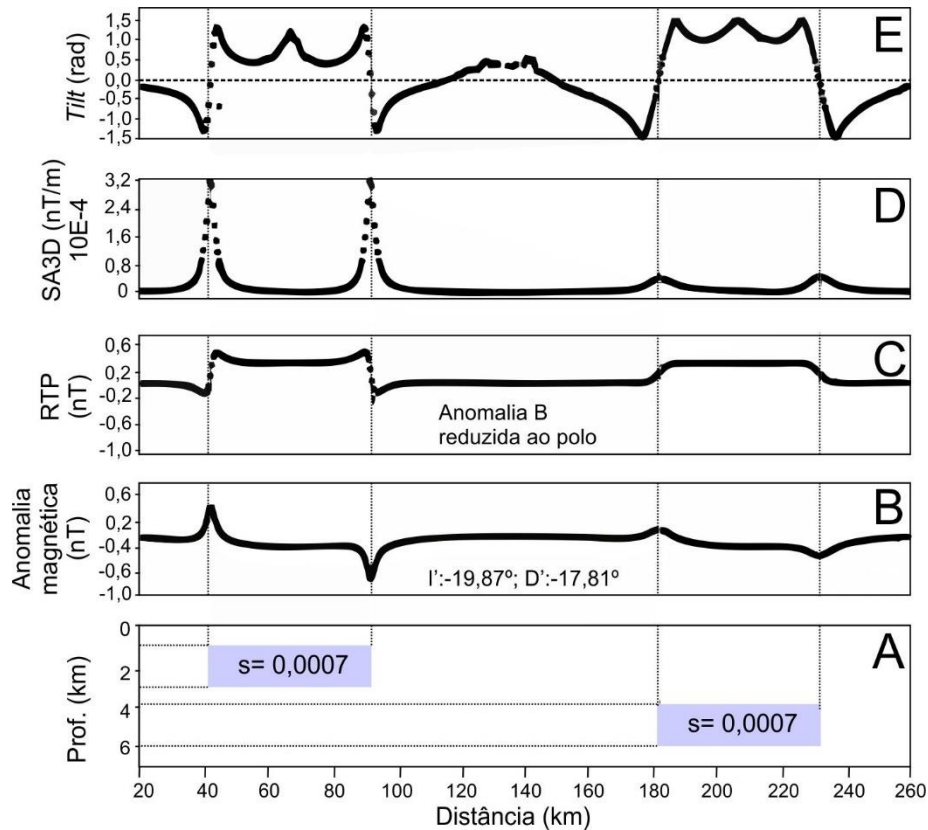


Fig. 3.12. Exemplo de filtros aplicados a anomalias magnéticas, considerando fontes a 2 e 5 km, em que **A**: Duas fontes magnéticas geradas com susceptibilidade ( $s$ ) constante; **B**: Anomalias magnéticas não reduzidas ao polo, segundo valores arbitrários de inclinação ( $I'$ ) e declinação ( $D'$ ); **C**: Anomalias magnéticas reduzidas ao polo; **D**: Sinal Analítico 3D; **E**: Derivada *Tilt* (Modificado de Curto, 2015).

### 3.4.2 Derivadas direcionais ( $\partial x$ , $\partial y$ e $\partial z$ )

As derivadas são aplicadas tanto nos dados magnéticos quanto em dados gravitacionais, em qualquer ordem, sendo que a primeira e segunda são as mais utilizadas para realçar anomalias de alta frequência. Costumam ser utilizadas para ressaltar a borda de fontes de anomalias nas direções horizontais  $x$  ( $\frac{\partial m}{\partial x}$ ) e  $y$  ( $\frac{\partial m}{\partial y}$ ), enquanto a derivada vertical na direção  $z$  ( $\frac{\partial m}{\partial z}$ ) tende a realçar o corpo como um todo, estreitando a largura da anomalia (Isles & Rankin, 2013). Por ressaltar as altas frequências, os filtros de derivada



de primeira ordem realçam as fontes mais rasas (Milligan & Gunn, 1997). É importante destacar que quanto maior a ordem da derivada, maior o realce das altas frequências e maior a possibilidade de se enfatizar os ruídos presentes no dado.

### 3.4.3 Gradiente Horizontal Total (GHT)

Favorece a detecção de bordas de corpos anômalos tanto na direção x, quanto na direção y, produzindo valores máximos na região onde há contraste de densidade (Fig. 3.13) ou susceptibilidade e por isso é muito útil para a identificação de contatos geológicos (Cordel & Grauch, 1985; Dentith & Mudge, 2014). Por se valer das derivadas horizontais de menor ordem, também ressalta as altas frequências de sinal.

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2} \quad (18)$$

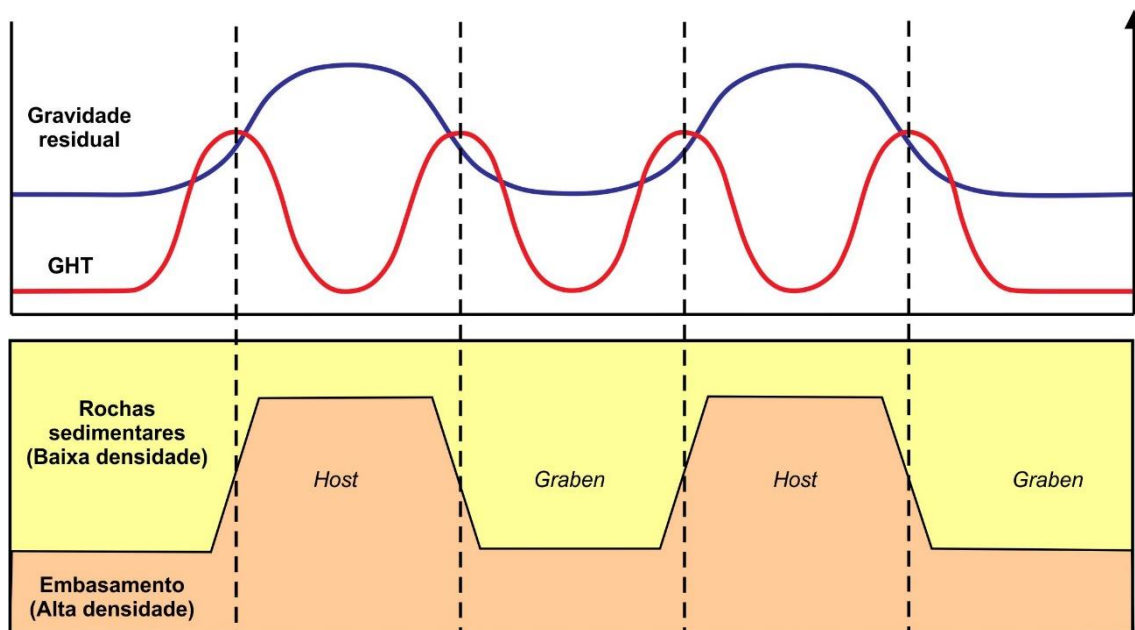


FIG. 3.13. Resposta da gravidade residual teórica sobre uma série de *horsts* e *grabens* no embasamento. O Gradiente Horizontal Total (GHT) identifica gradientes elevados na anomalia de gravidade, que são coincidentes com os locais de contrastes de densidade principais, como por exemplo, falhas e contatos geológicos (Modificado de Stewart *et al.*, 2018). Uma abordagem análoga pode ser usada com dados magnéticos reduzidos ao polo para localizar os principais contrastes de suscetibilidade.

### 3.4.4 Sinal Analítico 3D (SA3D)

Muitas vezes referenciado como “amplitude do sinal analítico”, “amplitude do gradiente total” ou simplesmente “gradiente total” (Roest *et al.*, 1992; Nabighian *et al.*,



2005; Haney *et al.* 2003; Li 2006; Curto *et al.*, 2015), foi inicialmente desenvolvido em duas dimensões para dados magnéticos (Nabighian, 1972). Foi considerado um filtro útil para centralizar a anomalia de corpos, mesmo quando situados em baixas inclinações magnéticas ou quando na presença de magnetização remanente (Isles & Rankin, 2013). No entanto, já foi demonstrado que tanto a inclinação, quanto a remanência, exercem influência na aplicação do filtro. Embora ainda seja repetido na literatura. Tende a apresentar maiores valores nas bordas do corpo, apesar de na interpretação para dados 3D ser necessário levar em consideração uma defasagem que produz um deslocamento em relação ao limite real do corpo (Li, 2006). Anomalias de fontes rasas tendem a ser ressaltadas em detrimento de anomalias profundas (Fig. 3.12D) e para fontes a profundidades maiores que o dobro da dimensão superficial da anomalia, as bordas do corpo tendem a não ser bem representadas.

$$SA3D = \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial z}\right)^2} \quad (19)$$

### 3.4.5 Derivada Tilt (Tilt)

Também referenciada como Inclinação do Sinal Analítico, este filtro iguala a amplitude das anomalias no grid ou perfil, independente da profundidade das fontes (Millet & Singh, 1994; Verduzco *et al.*, 2004; Cooper & Cowan, 2006; Curto, 2015; Curto *et al.*, 2015) (Fig. 3.12E). É útil para mapear estruturas rasas do embasamento e alvos de exploração mineral. Incorpora na formulação o GHT, porém diferentemente da maioria dos filtros, este varia conforme o arco tangente entre  $-\frac{\pi}{2}$  e  $+\frac{\pi}{2}$ . De acordo com sua expressão matemática, é possível deduzir que o grid apresentará valores máximos ( $+45^\circ$ ) sobre o corpo causativo da anomalia, e zero na borda deste mesmo corpo (Fig. 3.12E), uma vez que quanto menor o gradiente horizontal, maior será o ângulo de inclinação e vice-versa:

$$Tilt = \tan^{-1} \left( \frac{\frac{\partial m}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (20)$$

Este é um método simples e rápido para localizar contatos verticais de dados magnéticos reduzidos ao polo e, em sua forma mais simples, assume: i) que as estruturas de origem têm contatos verticais, ii) não há magnetização remanente e iii) a magnetização

é vertical. Esse filtro também pode ser aplicado para estimativas de profundidade de embasamento em bacias sedimentares, onde o método de inclinação-profundidade depende apenas do mapeamento de contornos específicos dos ângulos de inclinação magnéticos. A partir do mapeamento dos valores de gradiente horizontal da derivada *tilt* (GH-Tilt) coincidentes com o contorno zero da derivada *tilt*, é possível obter, de forma rápida, estimativas de profundidade do contato do corpo causativo da anomalia, funcionando, dessa forma, como alternativa ao método gráfico para estimativas de profundidade (Blakely *et al.*, 2016), podendo ser resumido na seguinte equação:

$$\text{Profundidade Tilt} = \left( \frac{-1}{GH-Tilt} \right) + \text{Altitude de levantamento} \quad (21)$$

Um outro procedimento que produz resultados semelhantes e permite o mapeamento de profundidades, com bons resultados para bacias sedimentares, consiste na medida da distância entre os contornos  $-\frac{\pi}{2}$  e  $+\frac{\pi}{2}$  em relação ao contorno zero (Salem *et al.*, 2007; 2008; Fairhead *et al.*, 2008; Curto *et al.*, 2015). Especificamente para bacias sedimentares, Salem *et al.* (2010) demonstraram boa precisão para estimativas do embasamento magnético mediante o uso do *tilt* e Curto *et al.* (2015) demonstraram o método para aplicação no *software* ArcGis.

### 3.4.6 Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT)

Também conhecido como Ângulo *Tilt* Horizontal, é utilizado para detectar e delimitar a geometria de bordas de corpos anômalos em profundidades rasas e profundas (Cooper & Cowan, 2006). Também apresenta valores em radiano, porém possui uma formulação matemática em parte inversa ao filtro anterior, com valores máximos em máximos gradientes horizontais:

$$\text{IGHT} = \tan^{-1} \left( \frac{\sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2}}{\left|\frac{\partial m}{\partial z}\right|} \right) \quad (22)$$

### 3.4.7 Ângulo Tilt do Gradiente Horizontal Total (AGHT)

Concebido por Ferreira *et al.* (2013), corresponde a um filtro que visa detectar a borda de corpos por meio do realce do GHT nas três direções (Moro *et al.*, 2018; Pinto & Vidotti, 2019). A aplicação deste filtro possui a vantagem de simplificar a interpretação dos lineamentos geofísicos, por meio de um produto, que de certo modo, equivale ao

realce do valor zero do IGHT, tendendo a equalizar sinais tanto para fontes rasas quanto profundas, fornecendo as máximas amplitudes nas bordas (Ferreira *et al.*, 2013). Devido às características do arco tangente, a transformada AGHT varia de  $-\frac{\pi}{2}$  a  $+\frac{\pi}{2}$ , sendo definida pela seguinte expressão:

$$AGHT = \tan^{-1} \left( \frac{\frac{\partial \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2}}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2}}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \sqrt{\left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)^2}}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (23)$$

### 3.4.8 Espectro Radial de Potência

Considerando que o mapa de campo magnético anômalo consiste de um somatório de diversas anomalias individuais causadas por fontes distintas, com variadas dimensões e magnetizações e situadas em diversas profundidades, a análise espectral considera esses fatores e busca separar essas anomalias por grupos relacionados à profundidade (Spector & Grant, 1970; Syberg, 1972; Milligan & Gunn, 1997). Essa técnica também pode ser aplicada, de modo análogo, para o dado de anomalia Bouguer. Inicialmente abordado por Gundmundsson (1966), a generalização espectral 3D para campos potenciais foi demonstrada matematicamente por Gunn (1975):

$$Mf(u, v, h) = 2\pi \cdot D_1(u, v) \cdot D_2(u, v) \cdot I(u, v) \cdot m_s(u, v, h) \cdot H(u, v, h) \quad (24)$$

Em que:

$$D_1(u, v) = jLu + jMv + N(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{fator de direção de magnetização}$$

$$D_2(u, v) = jlu + jmv + n(u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{fator de direção de remanência}$$

$$H(u, v, h) = e^{-(z-h)(u^2+v^2)^{\frac{1}{2}}} \quad \text{fator profundidade}$$

$$I(u, v) = \frac{1}{(u^2 + v^2)^{1/2}} \quad \text{fator de distinção entre mag. e grav.}$$

$$ms = ms(u, v, h) \quad \text{fator relacionado à forma de um grupo de fontes}$$

Em termos práticos, a análise consiste na geração do espectro, seguida pela sua compartimentação em intervalos com regressões lineares indicativas de segmentos de inclinação constante. A profundidade média de cada grupo de fontes magnética ou gravimétrica corresponde à metade do valor de inclinação ( $\Theta$ ) de cada reta na regressão linear, que equivale, em número de ondas dispostos em ciclo por quilômetro, a  $\frac{-\Theta}{4\pi}$  (Cowan & Cowan, 1993), seguido pela subtração da altura de voo, para o caso de aerolevantamentos.

Para tanto, deve ser respeitado o “número de Nyquist”, que corresponde ao limite de frequência espacial, acima do qual os ruídos passam a interferir na acurácia e precisão das profundidades de fonte. Essa condicionante leva em consideração o fato de que números de onda maiores que o dobro da maior distância de amostragem não são discriminados adequadamente no sinal. A frequência limite é definida pela seguinte equação (Davis, 1986), onde  $fn$  corresponde a frequência espacial Nyquist e  $\Delta x$  representa o intervalo de amostragem:

$$fn = \frac{1}{2\Delta x} \quad (25)$$

### 3.4.9 Matched Filter

Corresponde à aplicação semi-automatizada que diferencia fontes com padrões magnéticos ou gravimétricos distintos, relacionadas às diferentes profundidades do dado, por meio de filtragem no domínio de Fourier, que por sua vez, se vale de parâmetros associados ao logaritmo natural do espectro de potência, conforme concepção original de Spector & Parker (1979). As fontes apresentam um comportamento linear no espectro, podendo ser distinguidas mediante filtragem passa-banda combinada, que envolve o ajuste da parte radialmente simétrica de um espectro de amplitude observada por uma curva de forma ( $|F(|k|)| = \sum_{i=1}^N B_i |k|^{n_i} e^{-|k|z_i}$ ), e em seguida, separando o campo potencial de cada camada equivalente  $j$  por meio da multiplicação da transformada de Fourier do campo potencial observado por um filtro de amplitude na seguinte forma:

$$Filt_j(|k|) = \frac{B_j k^{n_j} e^{-|k|z_j}}{\sum_{i=1}^N B_i |k|^{n_i} e^{-|k|z_i}} \quad (26)$$

A dedução completa pode ser encontrada em Phillips (2001), em que  $|k|$  equivale ao número da onda radial para as direções  $x$  e  $y$  ( $\sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ ),  $B$  corresponde a uma

constante proporcional à amplitude do sinal contraste de magnetização ou densidade no interior da camada,  $z$  representa a profundidade da camada,  $n=-1$  uma camada semiespaço de densidade,  $n=0$  uma camada de densidade ou uma camada magnética de semiespaço e  $n=1$  uma camada dipolar magnética. Desta forma, o numerador da equação representa o espectro de amplitude devido à  $j$ -ésima camada e o denominador é o espectro de amplitude modelado em todas as outras camadas equivalentes.

Esta técnica é eficaz na separação de distintas superfícies e corpos rochosos, relacionados a diferentes profundidades, como por exemplo, embasamento cristalino, intrusões plutônicas, preenchimento sedimentar, limite dúctil-rúptil, superfície Curie e interface crosta/manto. A escolha das regressões lineares depende em parte do intérprete. No entanto, apesar da possibilidade de pequenas variações laterais (eixo X, *wavenumber*) na regressão linear em relação ao espectro, se a metodologia for aplicada corretamente, as inclinações da regressão linear tendem a permanecer (eixo Y, *gravity Ln*) e a configuração resultante deve ser semelhante independente do trecho específico delimitado no espectro radial pelo intérprete. Ao considerar tendências lineares no espectro radial de potência, o *Matched Filter* torna-se uma alternativa mais adequada do que uma simples continuação ascendente. Na presente tese, a utilização desse filtro tem por objetivo a mera separação de grupos de estruturas rasas (residual: bacia) e profundas (Regional: embasamento, crosta superior) e a delimitação de lineamentos geofísicos por profundidade, além de identificar a contribuição da fonte gravimétrica profunda nos mapas integrados.

#### 3.4.10 Deconvolução de Euler 3D

Desenvolvida por Reid *et al.* (1990) a partir da deconvolução 2D de Thompson (1982), visa fornecer estimativas de posição espacial ( $x$  e  $y$ ) e de profundidade ( $z$ ) de fontes magnéticas e gravimétricas, conforme a seguinte equação:

$$N(B - T) = (x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (27)$$

Para a equação acima,  $x_0$ ,  $y_0$  e  $z_0$  representam a posição da fonte, cujo campo total é medido para as posições  $x$ ,  $y$  e  $z$ ,  $B$  corresponde ao valor regional do campo total e  $N$  corresponde ao índice estrutural (IE), conforme a tabela 3.1. De modo resumido, o método consiste basicamente na medida da taxa de queda do campo com a distância da fonte, que por sua vez varia com a geometria por meio do IE. Com essa técnica, é possível, por

exemplo, mapear a posição e mergulho de uma falha em profundidade. Contudo, esta técnica deve ser utilizada com cautela. Reid *et al.* (2014) criticam o seu uso indiscriminado e definem uma série de boas práticas para a sua aplicação, dentre as quais, a não utilização de índices estruturais fracionados e o rigor em obedecer a escolha de tamanho da janela de deconvolução de ao menos duas vezes o espaçamento dos dados originais e mais da metade da profundidade de investigação desejada.

Tabela 3.1. Índices estruturais utilizados para a deconvolução de Euler, conforme o modelo geométrico de uma determinada fonte (modificado de Reid *et al.*, 2014).

Modelo	IE Magnético	IE Gravimétrico
Esfera	3	2
Chaminé, cilindro	2	1
Contato delgado, soleira, dique	1	0
Contato, falha	0	-1
Contato de profundidade infinita	0	Não se aplica

Vale ressaltar que o manual do *software* Oasis Montaj<sup>TM</sup> em sua versão 9.8.1 não prevê índice estrutural para contatos em dados gravimétricos.

Em termos computacionais, o *software* utiliza quatro grids de dados: campo magnético total ou gravitacional e suas três derivadas ortogonais em x, y e z e aplica a Deconvolução de Euler, usando os dados extraídos a partir de uma determinada janela quadrada. Em seguida, a janela é deslocada em uma célula do grid e uma nova solução é calculada. Este procedimento se repete até que a janela se mova por todo o grid. Vale ressaltar que conforme dito anteriormente, a escolha da janela ideal deve estar limitada a no mínimo duas vezes o espaçamento das linhas de voo e duas vezes a profundidade esperada dentro do contexto geológico da região (Reid *et al.*, 2014). Além do IE e do tamanho da janela, as soluções de Euler são ainda ajustadas pelo parâmetro que controla a tolerância máxima de erro de profundidade (Dewangan *et al.*, 2007). A depender do contexto geológico e das características de aquisição, faz-se necessário, ainda, filtrar as soluções geradas para adequar os *Offsets* de X e Y ao tamanho da janela, limitar as incertezas das localizações de soluções (dXY) a valores menores que 10% ou 20%, conforme o índice estrutural escolhido, compatíveis com as incertezas de profundidade

(dZ), e, por fim, eliminar eventuais profundidades maiores do que o dobro do tamanho da janela (Reid *et al.*, 2014).

A partir da análise do fluxo completo de filtros de realce, são selecionados preferencialmente até três produtos com maior aplicação para o contexto geológico da área de estudo e objetivos do intérprete (Cf. Dentith & Mudge, 2004). Isso evita equívocos, redundâncias ou interpretações baseadas em produtos irrelevantes para aquela condição específica.

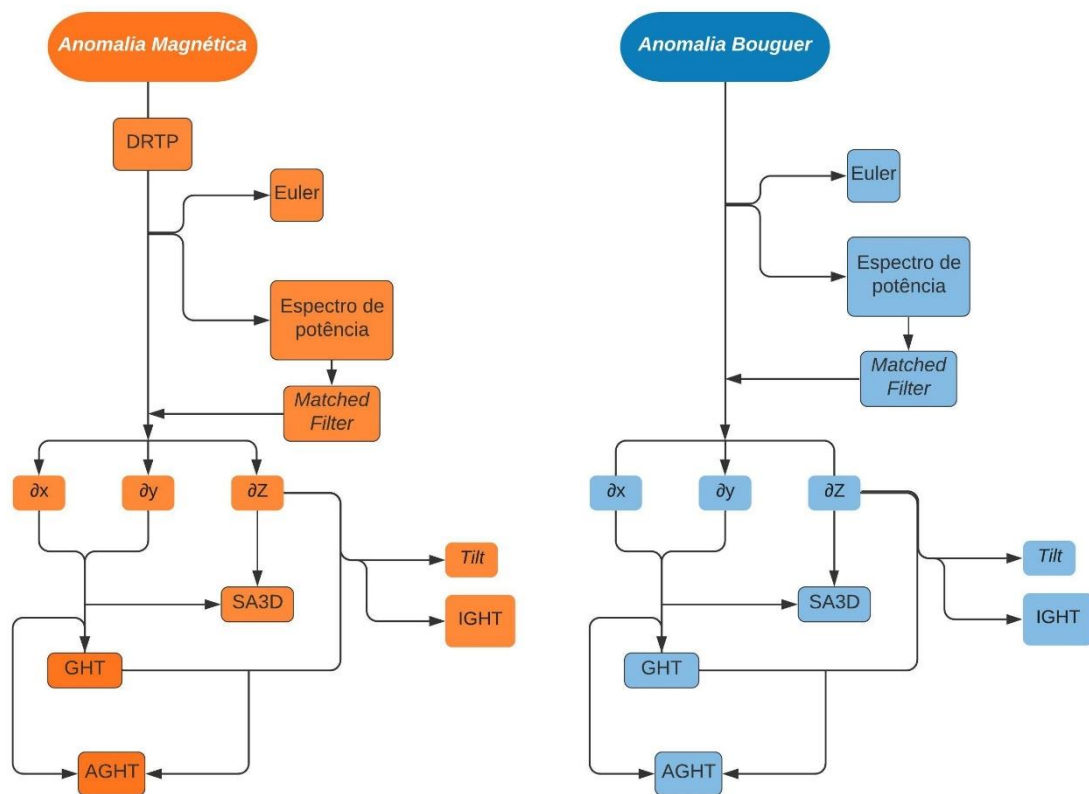


Figura 3.14. Fluxograma ilustrando a sequência de realce de dados magnéticos a partir da anomalia magnética reduzida ao polo diferencial e gravimétricos a partir da anomalia Bouguer.

### 3.5 Dados Sísmicos

#### 3.5.1 Fundamentos

O método sísmico de reflexão é o método geofísico de prospecção mais utilizado na indústria do petróleo, pois fornece alta definição de feições geológicas em subsuperfície, relacionadas à acumulação de hidrocarbonetos, a um custo relativamente

baixo (Thomas, 2001). O seu processo de aquisição inicia-se com a geração de ondas elásticas, mediante fontes artificiais, geralmente explosivas, que se propagam em subsuperfície, onde são refletidas e refratadas nas interfaces que separam rochas de diferentes constituições petrofísicas, e retornam à superfície (Fig. 3.15). Cada geração de pulso elástico gera uma assinatura conhecida com duração da ordem de 200 milisegundos, que, após refletirem nas camadas em subsuperfície, são captadas por receptores formados por uma bobina suspensa em um campo magnético produzido por um ímã. Ao ser atingido pela onda sísmica, o movimento relativo entre a bobina e o ímã gera uma corrente elétrica induzida, que é proporcional a vários fatores, inclusive à amplitude da onda incidente (Thomas, 2001).

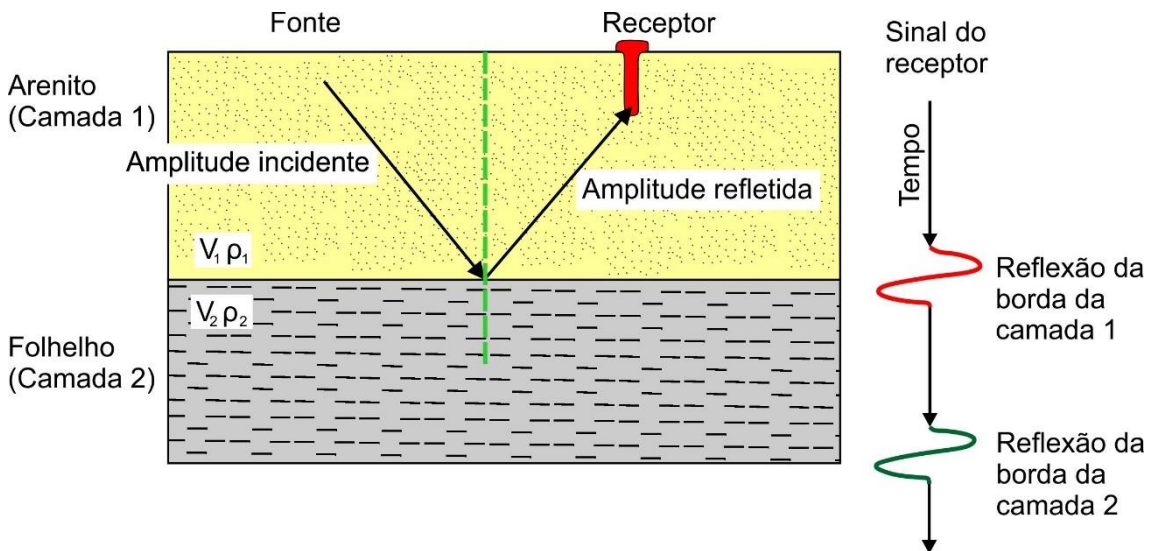


Fig. 3.15. Modelo idealizado da relação entre a onda incidente, refletida e o coeficiente de reflexão (Modificado de Onajite, 2014).  $V_1$  e  $V_2$  correspondem, respectivamente, as velocidades da camada 1 e 2.  $\rho_1$  e  $\rho_2$  referem-se à densidade aparente de cada camada.

No processamento sísmico geralmente assume-se que estamos lidando apenas com ondas P, viajando através de material isotrópico e homogêneo. As ondas P são formadas quando a energia é aplicada exatamente em ângulos retos a um meio. O movimento das partículas sob a influência da onda ocorre na direção de propagação desta onda. Como resultado do movimento da onda, as partículas de rocha são alternativamente comprimidas, fraturadas ou separadas conforme as ondas se propagam. Cada tipo litológico terá uma velocidade de propagação que está diretamente relacionada com a sua densidade (Fig. 3.16).



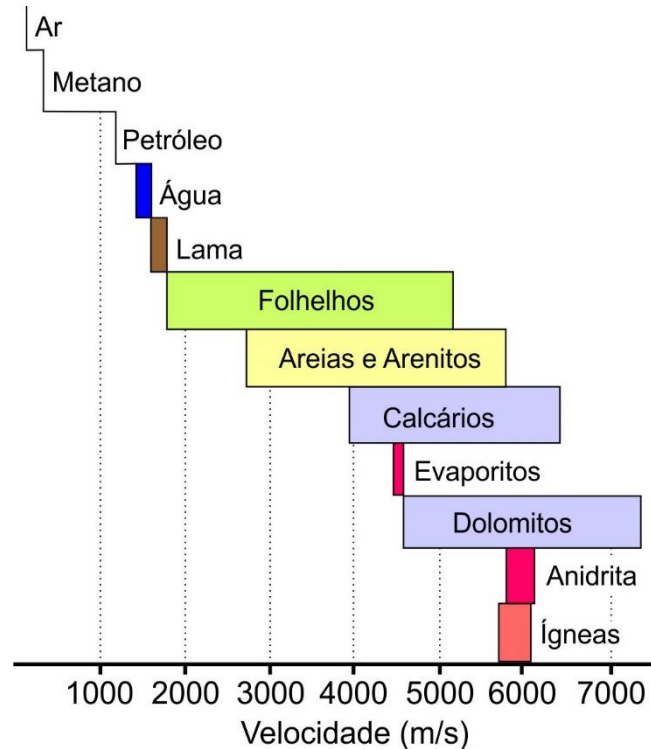


Fig. 3.16. Distribuição de velocidades comumente encontradas na prospecção pelo método sísmico de reflexão (Modificado de Thomas, 2001).

As ondas P correspondem ao tipo mais rápido de ondas sísmicas, sendo que uma vez conhecidos os módulos elásticos ( $K$ ) e a densidade aparente ( $\rho$ ) das rochas, a velocidade pode ser calculada, usando a seguinte equação:

$$Vp = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} \quad (28)$$

Em cada camada da Figura 3.15 temos a densidade ( $\rho$ ) e a velocidade ( $V$ ). O produto da velocidade e densidade é uma propriedade do material das camadas conhecida como impedância acústica, que corresponde uma propriedade extremamente importante para o método sísmico, porque determina a resposta de reflexão das rochas e estruturas geológicas. As reflexões ocorrem nas interfaces entre as camadas, onde as amplitudes de reflexão dependem principalmente da diferença de impedância acústica entre camadas (Fig. 3.17). Os cálculos dos coeficientes de reflexão devem fornecer resultados entre -1 e +1 e podem ser expressos como:

$$CR = \frac{V_2\rho_2 - V_1\rho_1}{V_2\rho_2 + V_1\rho_1} \quad (29)$$

A soma no denominador da equação não tem muito efeito, sendo que a diferença no numerador é o que realmente domina o coeficiente de reflexão.

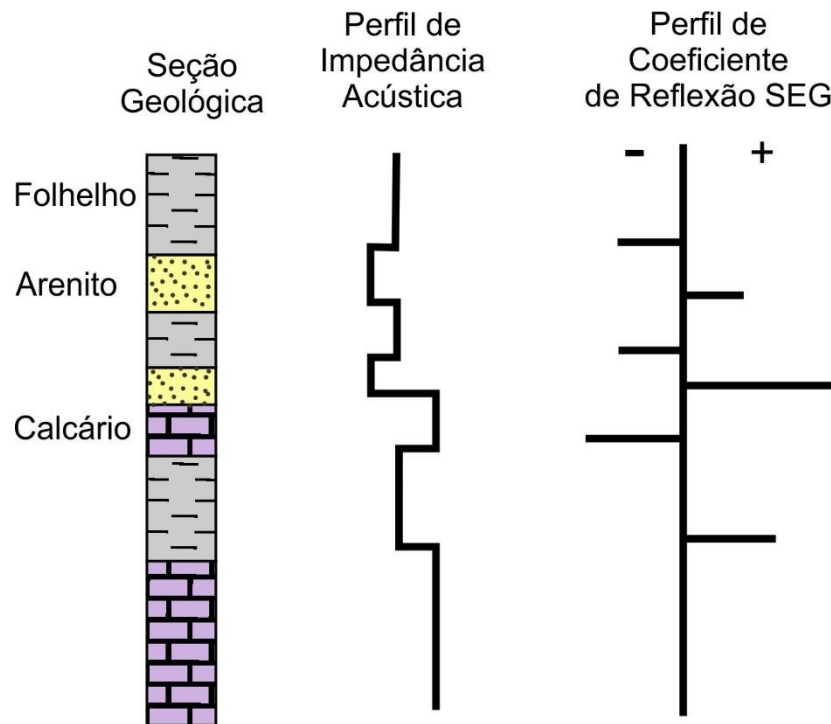


Fig. 3.17. Representação esquemática sem escala de uma seção geológica com ampla variabilidade litológica e suas respectivas impedâncias acústicas e coeficientes de reflexão, conforme padrão da SEG (Modificado de Onajite, 2014).

Uma seção sísmica consiste no empilhamento de traços sísmicos, que correspondem a composições de polaridade individuais em cada receptor em resposta aos contrastes de impedância acústica. Desta forma, a polaridade é a maneira pela qual os dados sísmicos são registrados e exibidos. A maioria dos dados sísmicos é registrado usando o padrão especificado pela *Society of Exploration Geophysicists* (SEG). Os dados de polaridade normal da SEG têm coeficiente de reflexão positivo para ondas de compressão dos limites (Figura 3.18), porém registrados como uma assinatura negativa e exibidos como um vale. Um coeficiente de reflexão negativo tem a mesma forma, mas é invertido, representado por um pico positivo.

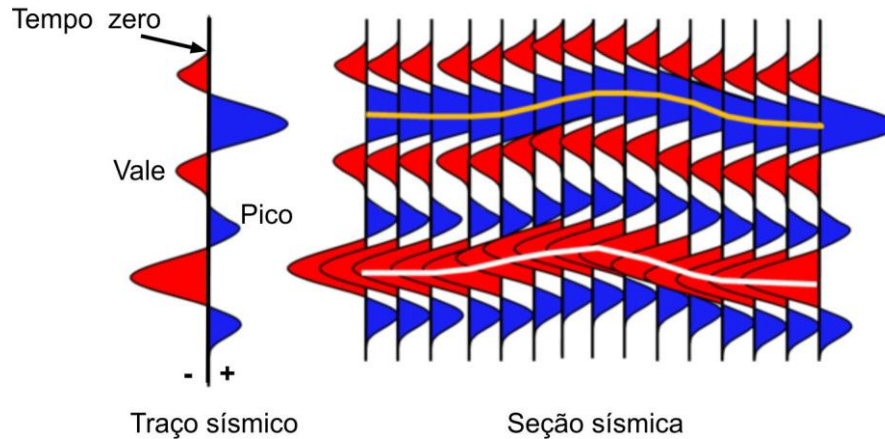


Fig. 3.18. Representação de um traço sísmico isolado e de um conjunto de traços sísmicos conforme padrão da SEG (Modificado de Herron, 2011; Onajite, 2014).

Tendo em vista que o dado sísmico é dependente da relação sinal/ruído e tipo de imageamento, um aspecto importante a ser avaliado durante a interpretação é a resolução vertical, que por sua vez corresponde a capacidade de se separar dois eventos próximos, expressa pela menor distância que eles podem chegar, sem perder a individualidade. Dependendo da aplicação, a resolução varia entre 1/4 a 1/10 do período dominante da onda (Tab. 3.2). Desta forma, a resolução implica possibilidade de mapear topo e base distintamente, sem interferência. Corpos menores que a resolução podem ser detectados, mas não resolvidos.

Considerando que a resolução vertical corresponde a  $\frac{1}{4}$  do comprimento de onda ( $\lambda/4$ ), podemos expressá-la por meio da seguinte equação:

$$RV = \frac{VI}{4 \cdot FD} \quad 30$$

Onde:

RV: resolução vertical em metros;

VI: velocidade intervalar média do alvo de interesse em m/s

FD: frequência dominante no dado sísmico em Hz

O método mais empregado para cálculo da velocidade intervalar, consiste na equação de Dix (1955):

$$V_{int} = \sqrt{\frac{V_{Q2}^2 t_2 - V_{Q1}^2 t_1}{t_2 - t_1}} \quad 31$$

Onde:

$V_{int}$  = velocidade de intervalo

$t_1$  = tempo duplo de viagem até o primeiro refletor

$t_2$  = tempo duplo de viagem até o segundo refletor

$V_{Q1}$  = velocidade isotrópica quadrática média para o primeiro refletor

$V_{Q2}$  = velocidade isotrópica quadrática média para o segundo refletor.

Para tanto, o intervalo a ser analisado deve ser constituído obrigatoriamente por uma ou conjunto de camadas planas e paralelas (Sheriff, 1991).

Em que pese parte do dado ter passado por um reprocessamento nos últimos 10 anos, de um modo geral a sísmica na Bacia do Acre apresenta um alto nível de ruído, perda de sinal e resoluções verticais que superam 40 m, especialmente para horizontes mais rasos. Isso pode ser atribuído a deformações relacionadas a níveis evaporíticos, rochas intrusivas, eventuais chaminés de gás, alta inclinação de alguns estratos em determinadas porções da bacia, ruídos ambientais, dificuldades logísticas, dificuldades na remoção da estática, espesso horizonte de intemperismo em condições amazônicas, baixa compactação de depósitos cenozóicos, lanços (*spread*) elevados associado a configuração entre os receptores com largos *offset* mínimos, aquisição e processamento antigos.

Tabela 3.2. Limites de visibilidade e separabilidade para uma variedade de situações geológicas (modificado de Brown, 1999).

		Muito jovem	Jovem	Médio	Antigo	Muito antigo		
Idade das rochas		Muito jovem	Jovem	Médio	Antigo	Muito antigo		
Profundidade do alvo		Muito raso	Raso	Médio	Profundo	Muito profundo		
Velocidade da formação (m/s)		1600	2000	3500	5000	6000		
Frequência predominante (Hz)		70	50	35	25	20		
Comprimento de onda (m) $\lambda$		23	40	100	200	300		
<b>LIMITE DE SEPARABILIDADE (m)</b> $\lambda/4$		<b>6</b>	<b>10</b>	<b>25</b>	<b>50</b>	<b>75</b>		
<b>LIMITE DE VISIBILIDADE (m)</b>	Sinal/Ruído Pobre	e.g. Arenito com água, dados ruins	$\sim\lambda/8$	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>13</b>	<b>25</b>	<b>38</b>
	Sinal/Ruído Moderado	e.g. Arenito com óleo ou água e dado razoável	$\sim\lambda/12$	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>8</b>	<b>17</b>	<b>25</b>
	Sinal/Ruído Alto	e.g. Arenito com gás, dado bom	$\sim\lambda/20$	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>15</b>
	Sinal/Ruído Superior	e.g. Arenito com gás, dado excelente	$\sim\lambda/30$	<b>&lt;1</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>7</b>	<b>10</b>

### 3.5.2 Processamento

Conforme visto no tópico anterior, traços sísmicos são dados registrados em função do tempo em um receptor a partir de um determinado ponto de detonação. Como este tempo representa o tempo gasto para a energia acústica viajar em subsuperfície, refletir e, em seguida, retornar à superfície, é chamado de “tempo duplo”, sendo medido em segundos ou milissegundos (Figura 3.15). A conversão de um dado sísmico originalmente em tempo para profundidade, requer modelos de velocidade precisos, muitas vezes relacionados a ensaios sísmicos em poços e um reprocessamento da seção.

O processamento sísmico envolve diversas etapas e requer máquinas com alta capacidade de processamento, mesmo para seções 2D. As etapas estão simplificadas na figura 3.19.

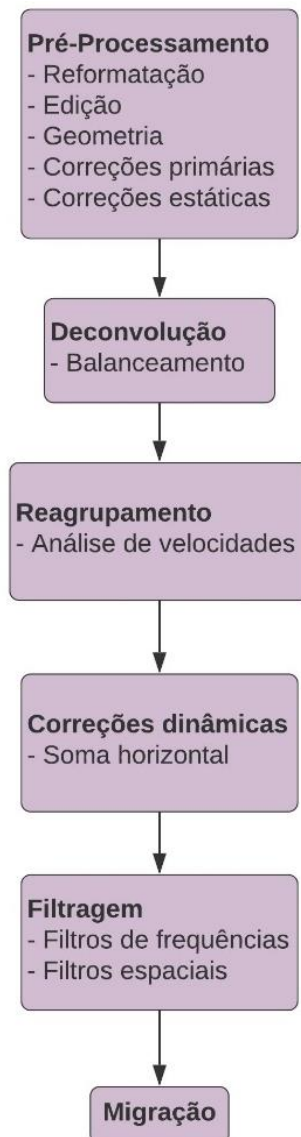


Fig. 3.19. Fluxo convencional de processamento de dados sísmicos (Modificado de Thomas, 2001).

### 3.5.3 Atributos

Dentre as dezenas de atributos possíveis, durante esta pesquisa foi selecionado os filtros e atributos sísmicos que melhor se apresentaram para o dado em questão, visando ressaltar as feições de caráter principalmente estrutural e facilitar a extração de informações geológicas, possibilitando uma melhor interpretação sísmica por meio da melhora na continuidade de refletores. A seguir, há um breve apanhado acerca da aplicação de alguns atributos utilizados durante esta pesquisa.

O filtro da 1ª Derivada produz um dado que pode realçar quebras de amplitude associadas a falhas além de servir como base para os atributos conhecidos como instantâneos. Matematicamente, este filtro se expressa por meio da seguinte equação:

$$1D = \frac{(\text{seis}[+1] - \text{seis}[-1])}{2(DZ)} \quad 32$$

Onde, “seis” corresponde ao dado sísmico em amplitude considerando uma determinada amostra de tempo acima [+1] e abaixo [-1] da amostra de referência e “DZ” equivale a razão de amostragem. Como a aplicação da 1ª Derivada provoca uma rotação de fase de 90° no dado original, muitas vezes se faz necessário uma correção sobre o dado após a sua aplicação. É necessário também avaliar previamente a qualidade do dado antes e após a aplicação do atributo, uma vez que esse filtro pode realçar múltiplas e demais ruídos.

*Envelope*, também conhecido como amplitude instantânea, é um atributo sísmico que pode estar relacionado diretamente a uma variedade de outros atributos de traço e representar o contraste de interface individual ou a resposta combinada de várias interfaces, a depender da largura de banda sísmica. Por ser proporcional ao contraste de impedância acústica, estando, portanto, relacionado ao coeficiente de refletividade, é comumente utilizado para discriminar *brights spots*, limites de sequência, discordâncias, falhas, principais mudanças na litologia, mudanças no sistema deposicional e demais variações composicionais. A vantagem de usar este atributo em vez dos valores originais do traço sísmico é que ele é independente da fase ou polaridade dos dados sísmicos, os quais afetam o brilho aparente de uma reflexão

O atributo *structural smoothing*, baseado em um filtro ponderado Gaussiano, é útil para demarcar a continuidade de horizontes e delimitar a extensão de falhas em profundidade.

Entende-se por *variance*, o atributo sísmico que se vale do método de borda e mede a semelhança de formas de onda ou traços adjacentes em determinadas janelas laterais e/ou verticais. Portanto, pode gerar imagens de descontinuidade associada a falhas ou superfícies estratigráficas. Portanto, é uma ferramenta muito eficaz para delineamento de falhas e bordas de canal (Pigott *et al.*, 2013) sendo particularmente eficaz para áreas com falhas verticais de alto ângulo.

Adicionalmente, foi gerado um atributo de pseudo-relevo conhecido como TecVA visando facilitar o reconhecimento do arcabouço estrutural, principalmente em relação a falhas e delimitação do embasamento. Tal delimitação se dá por meio do destaque de descontinuidades e camadas com contrastes de impedância semelhantes, realçando

eventos de baixa frequência e alta amplitude (Bulhões e Amorim, 2005). É importante ressaltar, que essa técnica de volume de amplitude causa uma distorção nos dados de fase e polaridade das reflexões.

### **3.5.4 Técnicas de interpretação e mapeamento**

Uma vez o dado processado, a interpretação de dados sísmicos passa inicialmente por definição prévia dos objetivos; ajuste e controle de qualidade no dado; entendimento das tendências regionais, estruturais e deposicionais; definição dos padrões sísmicos e dados a serem utilizados; integração com dados geológicos disponíveis; rastreamento de horizontes chave; delimitação de falhas e, por fim, geração de mapas de isópacas, superfícies e seções restauradas. A depender dos objetivos, qualidade e base de dados, eventualmente são aplicadas técnicas adicionais, como por exemplo, inversão, atributos sísmicos ou reconhecimento de sismofácies por *machine learning*.

Durante a interpretação, uma análise de problemas estruturais pode seguir o seguinte fluxo ideal: *i*) Interpretação factual: utilizando as seções com melhor qualidade e sem muita extrapolação (e.g. Faleide *et al.*, 2021); *ii*) Consistência interna: Ex.: Avaliar se a forma das camadas do teto são compatíveis à falha que está abaixo (e.g. Williams & Vann, 1987; Bonini *et al.*, 2012); *iii*) Estabelecimento do regional: utilizando sísmicas regionais ou seções (se houver); *iv*) Definição da família estrutural: avançando para áreas com dados de menor qualidade (Dahlstrom, 1969); *v*) Restauração de seções chave: visando testar o modelo; *vi*) Considerar outras interpretações: estabelecendo um *ranking* de adequação.

### **3.5.5 Diferenças entre falhas em sísmica de reflexão e lineamentos magnéticos**

Outro ponto importante a ser destacado, diz respeito a ausência de correlação direta entre as falhas interpretadas na sísmica e os lineamentos geofísicos extraídos de dados potenciais, especialmente a magnetometria:

*i*) Enquanto os lineamentos geofísicos nem sempre representam falhas, podendo, por exemplo, estar associados também a diques, metamorfismo, foliações ou metassomatismo, via de regra as falhas interpretadas na sísmica (resguardadas as suas ambiguidades e qualidade do dado) tendem a representar grandes falhas, muitas vezes com possibilidade de mensuração do rejeito; *ii*) Apesar de haver técnicas para estimativas de profundidade como deconvolução de Euler, Derivada *tilt* e *Matched Filter*, os lineamentos geofísicos ainda resultam de um somatório dentro de uma janela de



profundidade; iii) Enquanto a resolução da sísmica é mensurada na vertical, a resolução dos dados aerogeofísicos está associada à interpolação de linhas de voo nos eixos x e y e portanto dependem da altura e distância entre as linhas de voo; iv) Especialmente em dados sísmicos 2D, as falhas interpretadas podem resultar em um mergulho aparente ao passo que os lineamentos geofísicos obtidos por métodos potenciais em levantamentos aéreos não sofrem esse efeito; v) Há diferenças de escala de aquisição e de resolução entre os métodos, onde o dado potencial geralmente tende a apresentar maior densidade de estruturas; vi) Ao fato de a resposta sísmica do embasamento, especialmente em dados 2D terrestres, muitas vezes não favorecer a identificação de parte das falhas; vii) Por fim, a própria natureza do dado dificulta a correlação direta, sendo as estruturas na magnetometria interpretadas por meio de variações do campo magnético anômalo associadas a diferenças de susceptibilidade magnética, enquanto as estruturas interpretadas na sísmica estão relacionadas a propagação de ondas elásticas e suas reflexões por meio de contrastes de impedância.

Uma falha em seção sísmica pode ser materializada, por exemplo, por meio de uma amplitude reduzida próximo à falha, espalhamento aparente, pseudo-continuidade do refletor, mudança de polaridade, complexidade de sinal junto à falha ou refletor estratal com borda abrupta. Além disso, existem atributos como *variance*, *structural smoothing* e *ant-tracking* que podem auxiliar na interpretação de falhas, inclusive as sub-verticais e verticais.

**CAPÍTULO 4**

**THE ACRE BASIN BASEMENT (NW BRAZIL) AND THE TRANSITION FROM THE INTRACRATONIC TO RETROARC FORELAND BASIN SYSTEM**

(Oliveira, R. S. de & Vidotti, R. M. 2023. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. *Basin Research*, **35** (1), 86–119. <https://doi.org/10.1111/bre.12705>)

#### **4. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system**

Rick Souza de Oliveira<sup>a,b</sup>, Roberta Mary Vidotti<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Geology Graduate Program, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, DF, 70910-900, Brazil.

<sup>b</sup>Universidade Federal do Oeste do Pará, Instituto de Engenharia e Geociências, Rua Vera Paz, s/n, Salé, Santarém, PA, 6.8040-255, Brazil.

##### **4.1 ABSTRACT**

The understanding of the crustal transition between orogenic zones and cratonic portions in distal regions of foreland basins has received increasing attention, but the analysis is often hampered by the sedimentary cover. Despite the peculiar location of the Acre Basin, specifically between the Amazonian Craton and the sub-Andean zone, local basement studies are still scarce due to lacking seismic data and exploratory wells. Therefore, this work aims to map basement depths, estimate crustal compositions, and identify the main depocenters, structures and limits of Acre Basin using an integrated analysis to understand better the region lithospheric evolution, its relationship with the Amazonian Craton, and its positioning within the Andean orogeny. For that, we used well, 2D seismic reflection, airborne and ground gravity and magnetic data, as well as the EMG2008. Tilt Depth estimates indicate basement depths between 500 and 7,800 m, and larger sedimentary thicknesses in the northern portion. Additionally, we modeled groups of potential sources between 0.1 and 22 km and Moho depths between 26 and 37 km. Compositionally, the upper crust consists dominantly of meta-sedimentary and low-grade

metamorphic rocks and granites, indicating that the sub-Andean and Acre basins share a similar basement. Thus, there are indications that the basement of the Acre Basin is essentially formed by the Sunsás province in the Amazonian Craton. However, local differences in basement depth, magnetic susceptibility and exploratory potential led to the subdivision into Divisor and Xapuri sub-basins, north and south of the Fitzcarrald Arch, respectively. Finally, it was possible to establish the limits of the Andean orogeny influence in the Acre Basin and delimit the area of the Western Amazon Foredeep installed during the Neogene.

*Keywords:* Subandean Basin; Airborne gravity and magnetic data; Sunsás Province; Amazonian Craton; Western Amazon Foredeep; Juruá orogeny.

## 4.2 Introduction

Conceptually, most of the foreland basins in subduction tectonic contexts cover crustal transition regions between orogenic zones and cratonic portions in their distal regions (DeCelles and Giles, 1996). However, identifying this transition is often hampered by the sedimentary cover of the foreland basins frequently enhanced by the high sediment supply and tectonic subsidence typical of this basin model (Catuneanu, 2004). Despite several recent studies that helped to build the crustal accretion model related to the Sunsás orogeny, leading to the consolidation of the final stages of the Amazonian Craton and Rodinia formation (e.g., Boger *et al.*, 2005; Cordani and Teixeira, 2007; Li *et al.*, 2008; Fuck *et al.*, 2008; Johansson, 2009; Chew *et al.*, 2011; D'Agrella-Filho *et al.*, 2016; Bettencourt *et al.*, 2010; 2020; Nedel *et al.*, 2021), a considerable portion of the terranes remains covered by Phanerozoic deposits, making it difficult to properly recognize the tectonic framework and position of a large part of the western Amazonian Craton in the accretion model. The basement geology of these basins is

essential for the refinement of the paleogeographic reconstruction of the Rodinia supercontinent through the identification of crustal structures and fragments (Fuck *et al.* 2008; Ramos, 2008; Milani and Szatmari, 2020) and for understanding the role of these Precambrian units in the evolution and structural development of sedimentary basins, as well as the geodynamic evolution of the Andes. Furthermore, mapping the basement structures can provide relevant information for assessing the hydrocarbon potential since the Acre Basin delimits the producing basins both to the east and to the west (Cunha, 2007; Milani and Zalán, 1999; Baby *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018).

Currently, the Andes consist of an orogenic belt formed mainly by the convergence between the Nazca and South American plates that extends for more than 7,000 km, from southern Argentina to Venezuela (Ramos, 2009). Although the current morphology and structure result from a margin compression of converging plates since the Late Cretaceous, the Peruvian and Bolivian margin specifically preserves a rich superposition of deformation events in both compressional and extensional tectonics (Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2008; Ramos and Folguera, 2009; Ramos, 2018). The knowledge on the geology of the Central Andes (*sensu* Gansser, 1973) in Peru and Bolivia advanced through several multidisciplinary studies addressing from the geodynamic and tectonic issues to purely stratigraphic and sedimentary issues (e.g., Jacques, 2003; Espurt *et al.*, 2008; Baby *et al.*, 2009; Horton, 2018a; Zamora *et al.*, 2018; Rojas Vera *et al.*, 2019; Bicudo *et al.*, 2019). A number of these studies were driven by the search for new petroleum plays in the local basins generically known as sub-Andean (*sensu* Suárez *et al.*, 1983; Armijo *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018; Boschman, 2021). Although Sacek (2014) and Shephard *et al.* (2010) conducted regional lithospheric studies in the northern region of the South American platform based on numerical modeling and seismic tomography, respectively, the real extent of Andean orogen influence on Brazilian basins remains

open, with research focused mainly on the provenance studies of the Cenozoic sedimentary deposits (e.g., Hoorn *et al.*, 2010; 2013; Roddaz *et al.*, 2010; Caputo and Soares, 2016; Albert *et al.*, 2018; Erlich *et al.*, 2018) and balanced cross-sections along the sub-Andean zone, but without reaching large areas of the Brazilian territory (Baby *et al.*, 2018). The positioning of the Iquitos Arch (forebulge depozone) in the Marañón Basin towards the Acre Basin has been the subject of debate for the last 20 years (Cf. Zamora and Gil, 2018).

In this context, the Acre Basin located in the westernmost portion of the Amazonian Craton (Fig. 1), is a key feature for understanding both the formation of Rodinia and the Andean orogeny evolution. However, it remains one of the less known exploratory basins in the Brazilian territory due to low seismic data coverage, lack of wells in the basin central and southern portions and, consequently, inaccurate estimates of sedimentary thickness. Thus, this research seeks to refine the Acre Basin borders with other sedimentary basins, in addition to expanding the knowledge of the composition, depth and deformation of the basement, as well as its contribution to a geodynamic model of the basin evolution.

Although jointly potential field methods are a classic tool, computational advances and the expansion of the airborne survey data in the last decade allowed obtaining excellent results for structural framework and construction of geodynamic models, especially in sedimentary basins such as the Acre Basin, where the seismic coverage is incomplete (e.g., Curto *et al.*, 2015a; Castro *et al.*, 2014; Pedrosa Jr. *et al.*, 2015; Ferreira *et al.*, 2019; Moro *et al.*, 2018; Prezzi *et al.*, 2018; Pinto and Vidotti, 2019; Milani and Szatmari, 2020). This study integrated the gravity, magnetic, seismic, and well data to identify the main geophysical structures of the Acre Basin, while estimating for the first

time the basement depth in the basin southern portion, positioning the Brazilian basin within the Andean foreland system and proposing a subdivision into two sub-basins based on the geophysical lineaments, depths of sources and gravity highs.

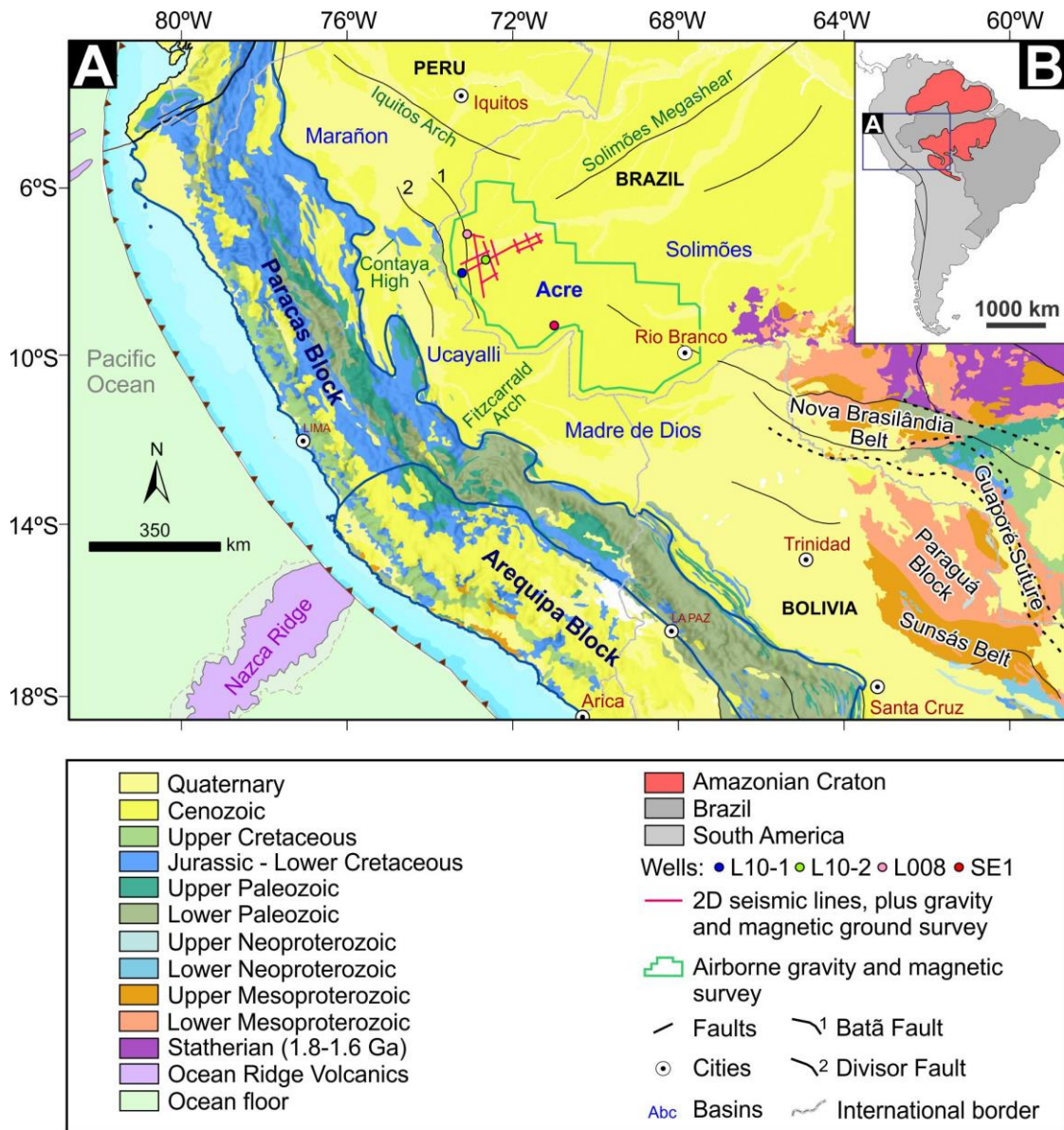


Fig 1. Simplified geological map (Modified after Cordani *et al.*, 2016) superimposed on the digital elevation model, showing the available potential field, wells and main seismic datasets. Featured are the main Andean foreland basins, main tectonic provinces of the southwestern Amazonian Craton, and Andean blocks. Arequipa and Paracas correspond to allochthonous-paraautochthonous blocks that collided and separated from the South American platform several times during the Sunsás (1.2Ga - 900 Ma), Famatinian (700-550 Ma), Gondwanide (460~320 Ma) and Pangea Breakup (320~240 Ma) events (Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2008; Ramos, 2018; Rojas Vera *et al.*, 2019).

### 4.3 Geological background

The Acre Basin in Brazil's westernmost region (Fig. 1) marks the transition between two distinct tectonic environments: to the west, the sub-Andean retroarc foreland basins of Marañón, Ucayali, and Madre de Dios; and to the east, the Paleozoic Solimões Basin. It is filled with a sedimentary and igneous succession composed of siliciclastic, carbonate, evaporitic and intrusive igneous rocks, dated from Late Silurian to Neogene (Feijó and Souza, 1994; Cunha, 2007). The basin filling happened over a complex evolutionary history (Oliveira *et al.*, 1997; Milani and Thomaz Filho, 2000; Silva *et al.*, 2003; Caputo, 2014) related to intercalations between extensional and compressional tectonic regimes punctuated by unconformities and directly linked to reactivations of the basement structures (Fig. 2).

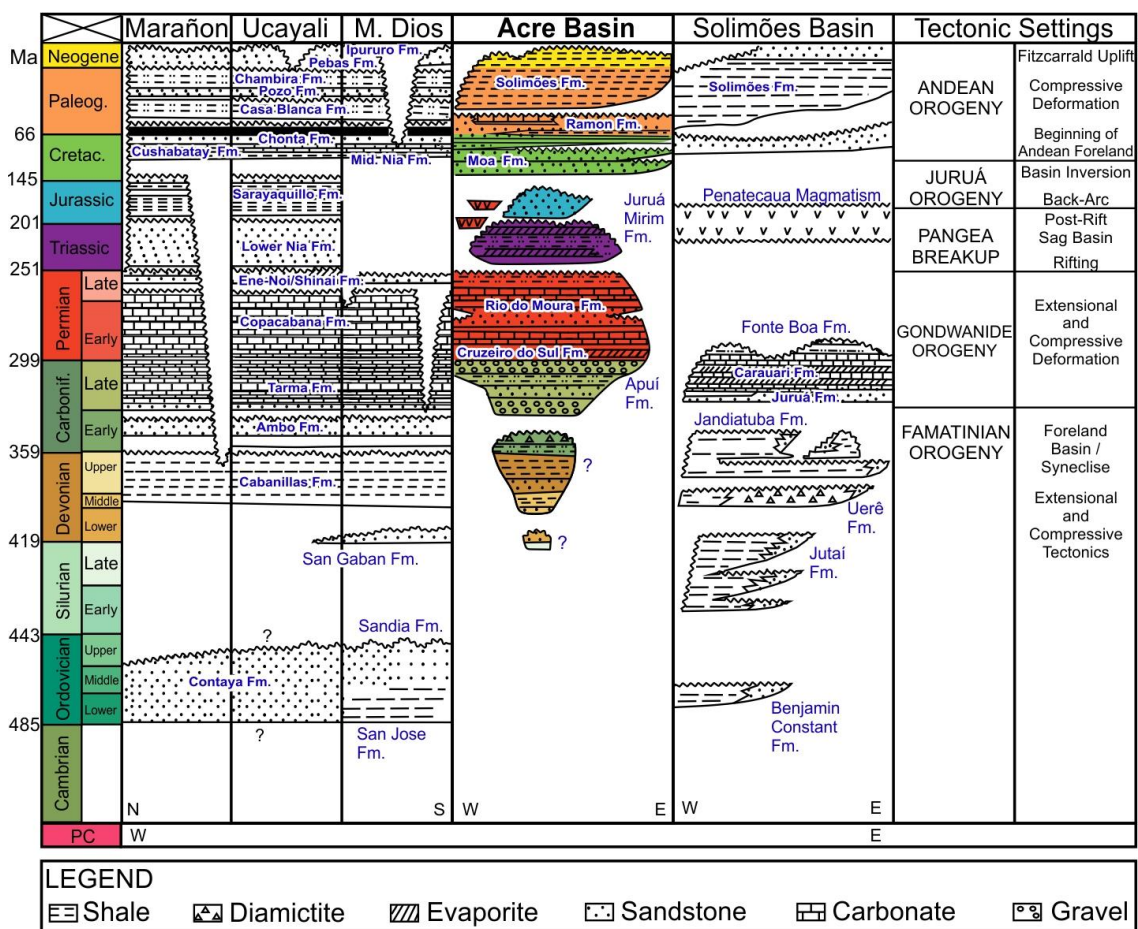




Fig. 2. Chronostratigraphic correlation chart between the Brazilian and sub-Andean basins, with emphasis on the Acre Basin (Modified after Milani *et al.*, 2007; Cunha, 2007; Wanderley Filho *et al.*, 2007; Baby *et al.*, 2018).

Most of the study area is on the South American Platform, where Cenozoic deposits dominate. However, close to the Peruvian border, near the Divisor fault (also referred to as West of Batã fault), Jurassic-Cretaceous deposits are exposed (Fig. 1) coinciding with the only region of the Brazilian territory in the Sub-Andean geological domain (Hasui, 2012; Baby *et al.*, 2018). The Batã fault is another striking structure from the point of view of compressive tectonics and exploratory efforts in recent decades, located about 50 km to the east, and sub-parallel to the Divisor fault (Fig. 1). These faults originated in a Jurassic extensional event prior to the Juruá orogeny and were later reversed in the Andean Orogeny (Oliveira, 1994; Oliveira *et al.*, 1997). Baby *et al.* (2018) produced a sequential restoration of the Ucayali balanced cross-section, indicating a horizontal shortening of 69 km which can be subdivided into thin- and thick-skinned deformations, with the Acre Basin being essentially undeformed, except for the Batã Fault in the western border. Other important Cenozoic features related to Andean tectonics is expressed by the flexural uplift of the Iquitos Arch (Roddaz *et al.*, 2005) and the Fitzcarrald Arch related to subduction of the Nazca range in the Late Miocene-Pliocene (Espurt *et al.*, 2007). Such complexity results in a debate about the boundaries of the Acre Basin that lasts for five decades (Supplementary data 1).

Because the Acre Basin basement is difficult to recognize due to the extensive Cenozoic cover, the only method used to define its lithostratigraphic composition lies in the extrapolation from the Amazonian Craton exposed some 600 km to the south (Fig. 1). Almeida *et al.* (1977) proposed a regional classification for the portion of the Amazonian Craton north and south of the Late Ordovician failed rift with E-W trend related to the origin of the Paleozoic basins (Brito Neves *et al.* 1984; Brito-Neves 2002; Pedreira &

Caliari-Bahia 2000; Hoorn *et al.*, 2010) where the Amazon River currently flows. The northern portion of the Amazonas and Solimões Paleozoic basins is classically named as Guianas Shield, while the southern portion is the Central Brazilian Shield (Almeida *et al.*, 1981) (Supplementary data 2). In general, it is possible to state that the Proterozoic evolution of the Amazon region comprises two sets of main tectonic events: i) an older one related to the accretion of cratonic terranes initiated from an Archean block; ii) succeeded by a group of events related to crustal recycling and the formation of associated high-grade metamorphic belts (Tassinari and Macambira, 1999; Cordani and Teixeira, 2007; Wanderley-Filho *et al.*, 2010). These events combined are the basic elements of the Amazonian Craton, which include parts of Brazil, French Guiana, Guyana, Suriname, Venezuela, Colombia and Bolivia, encompassing most of the northern part of the South American Platform, underlying an approximate area of 5,600,000 km<sup>2</sup> (Santos, 2003). Despite its metallogenic importance (Juliani *et al.*, 2002; Cordani, 2017; Schutesky and Oliveira, 2020), the Amazonian Craton is one of the largest and least studied Precambrian regions in the world, largely due to its extensive tropical forest coverage (Albuquerque *et al.*, 2017; Almeida *et al.*, 2021).

Hence, correlations via several geological mappings indicate that the basement of the Acre Basin is formed by the youngest known rocks in the Amazonian Craton (Cf. Cordani *et al.*, 1979; Tassinari and Macambira, 1999; 2004; Santos 2003; Santos *et al.*, 2008; Macambira *et al.*, 2020) (Supplementary data 2). Depending on the model adopted, this portion of the craton can be formed by the Rondoniano, Rondoniano-Rio Negro geochronological provinces or, more recently, by the Sunsás province or by the junction between the Rondoniano-San Ignacio and Sunsás provinces (Cf. Ramos, 2008; Hasui, 2012; Bettencourt *et al.*, 2010; Kroonenberg and Roeber, 2010). These provinces are attributed to the Mesoproterozoic, ranging from 1.45 - 1.10 Ga (Santos *et al.*, 2008) or

1.15 - 1.10 to 1.55-1.0 Ga (Tassinari and Macambira, 1999). Compositionally, they are formed by meta-sedimentary, metavolcanic-sedimentary, intrusive igneous and medium to low-grade metamorphic rocks (Saes and Leite, 1993; Scandolara, 1999, 2013ab; Bettencourt *et al.*, 2010; 2020; Teixeira *et al.*, 2010; Gómez *et al.*, 2019; Geraldés *et al.*, 2020). Santos (2003) also reports basalts and granites with ages between 980 and 950 Ma, while Nedel *et al.* (2020) classify the granites as fractionated I-type and hybrid A-type, dated between 1.17 and 1.08 Ga.

In evolutionary terms, this Amazonian Craton westernmost portion was established through the orogenic belt related to the Sunsás event (1.46 -1.10 Ga), which corresponded to an autochthonous orogen about 6,000 km long that extended from northern Argentina and Paraguay to eastern Venezuela (Santos *et al.*, 2008; Mišković *et al.*, 2009; Kroonenberg and Roever, 2010; D'Agrella-Filho *et al.*, 2012, 2016). This event is related to the collision of the Amazonian Craton with Laurentia that formed the Rodinia supercontinent and also correlated with the Grenville orogeny described on the east coast of North America (Rivers, 2008; Santos *et al.*, 2008; Johansson 2009; Cordani *et al.*, 2010; Kroonenberg and Roever, 2010; McLelland *et al.*, 2010; Teixeira *et al.*, 2010; Condie, 2013; Terentiev and Santosh, 2020).

Locally, Rizzotto *et al.* (2014) proposed that the Aguapeí, Nova Brasilândia and Sunsás belts (Fig. 1) represent a single geotectonic unit called the “Western Amazon belt”, whose amalgamation started at the end of the Mesoproterozoic (1.15 Ga - 1.1 Ga), and formed, therefore, in the final moments of the Sunsás event. As part of the evolution of the Sunsás orogeny, these belts’ origin would involve a complete Wilson cycle correlated with the breakup of the Columbia supercontinent, followed by the accretion of the Arequipa-Antofalla terrane during the amalgamation of the Rodinia supercontinent

(1.1-1.0 Ga). Specifically, in central-northern Peru, the allochthonous-parautochthonous Paracas Terrane, corresponds to the Grenville sialic basement that had its final accretion to the western Gondwana margin during the Famatinian orogeny (~455 Ma) (Ramos, 2010a; 2018; Ramos *et al.*, 2012). Older plutonic igneous rocks related to the Paragua microcontinental block (Fig. 1), which collided with the southern margin of the Amazonian Craton during the Sunsás orogeny, also outcrop in eastern Bolivia (Boger *et al.*, 2005).

#### 4.4 Data sets and Methods

This study primarily used airborne and ground surveys potential field data sets (Fig. 1). The magnetic and gravity data from the ground survey were used only for integration and refinement of the regional interpretation results of the airborne survey, as well as for part of the 2.5D joint forward modeling, specifically in the region north of latitude 10°S (Fig. 1). Additionally, we used elevation data from the ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model), about 3,000 km of 2D reflection seismic lines, geophysical well logging, lithological description of well cuttings, core samples, and biostratigraphy of 4 exploratory wells in order to correlate with the potential field data, mitigate any ambiguities, calibrate depth estimates and understand the basement influence on the filling, tectonic framework, and kinematic evolution of the basin. Except for the gravity data from EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008), the potential field, seismic and well data were provided by ANP (Brazilian National Agency for Petroleum, Natural Gas and Biofuels). The airborne data sets were acquired in 2008 with N-S flight lines spaced every 6,000 m, E-W tie lines spaced 18,000 m, 1,000 m flight height, and 0.02 s and 0.01 s sampling rates for gravity and magnetic data, respectively. Potential field data acquired

from ground surveys in 2013 generated 4,733 gravity and magnetic stations along 2D seismic profiles.

For the magnetic and gravity data from airborne surveys, the grids with 1,500 x 1,500 m<sup>2</sup> cells were created in the Oasis Montaj Geosoft™ (version 9.8.1) using the bi-directional method. The entire pre-processing step was carried out by the Company responsible for data acquisition (LASA, 2009). The gravity data derived from EGM2008 with a 5' x 5' spatial resolution (Pavlis *et al.*, 2012), with grids provided by the BGI (International Gravimetric Bureau) were interpolated by the kriging method in the Oasis Montaj Geosoft™. The EGM2008 was chosen because it is significantly more adjusted to the geological context of the study area compared to the WGM2012 global model (Bonvalot *et al.*, 2012).

To eliminate dipole anomaly asymmetries and centralize the anomaly peak amplitude in the center of the causative body (Blakely, 1995), the differential reduction to the pole (DRTP) was applied to the magnetic anomaly grid (Fig. 3), whose solution is more suitable in the low magnetic latitudes, such as the Acre Basin (Cooper and Cowan, 2005). With the algorithm based on the Arkani-Hamed (1988) method and stabilization provided by Swain (2000), this reduction considers the magnetic declination and inclination of each grid cell at the time of data acquisition. The techniques best suited to highlight the geological sources in the study area were selected from the several available (Blakely, 1995; Nabighian *et al.*, 2005; Isles and Rankin, 2013; Dentith and Mudge, 2014). TDR (Tilt Derivative) and THG (Total Horizontal Gradient) enhancement products were applied to both, the Bouguer anomaly and the magnetic anomaly arising from airborne surveys (Cordel and Grauch, 1985; Miller and Singh, 1994; Salem *et al.*, 2007, 2010) (Fig. 3). The geophysical lineaments and map layout were extracted in ArcGis Pro

(version 2.5) and ArcMap ESRI (version 10.8) software, while rose diagrams were generated in OpenStereo (version 0.1.2f).

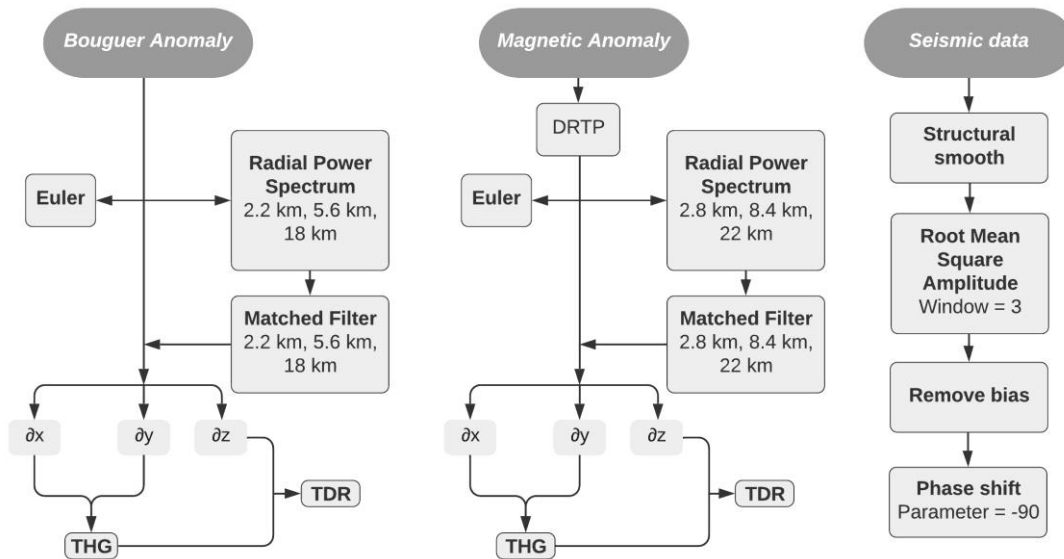


Fig. 3. Workflow chart with the main processing stages of the gravity, magnetic and seismic data sets. DRTP: Differential Reduction to the Pole, THG: Total Horizontal Gradient, TDR: Tilt Derivative, dx, dy, dz: Derivative in dimensions x, y, and z.

To obtain quantitative data on the varied depths of anomaly sources and geological structures, Euler 3D deconvolution was applied to the Bouguer and magnetic anomaly data (Fig. 3), based on the satisfactory results obtained previously for several sedimentary basins (e.g., Thompson, 1982; Curto *et al.*, 2015a; Pedrosa Jr. *et al.*, 2017; Ferreira *et al.*, 2019). This method consists of measuring the fall-off rate of the field with distance from the source, which varies according to the geometry as given by the structural index (SI), an integer number between -1 to +3 (Reid *et al.*, 2014). In addition to the SI, Euler solutions are also adjusted by the “window size” and “maximum depth error tolerance” parameters (Dewangan *et al.*, 2007). The standard 3D Euler deconvolution was applied to the gravity data, with a 15 km squared window corresponding to each data, 10% maximum depth error tolerance, and SI of 0; defined as the most suitable parameters for

contact characterization, potential field signal wavelengths, expected target depths and a sufficient number of solutions. Considering that both maps, the Bouguer and magnetic anomaly, correspond to a sum of anomalies related to sources of different intensities, dimensions and depths, the Matched Filter and radial power spectrum techniques were applied (Spector and Grant, 1970; Gunn 1975; Spector and Parker 1979; Cowan and Cowan, 1993; Phillips 2001) to separate the different frequencies related to different depths (Fig. 3). Then, the THG and TDR products were also applied individually for each depth obtained in the Matched Filter. In addition to the well and seismic data, the basement depth was also estimated from the zero-contour mapping of the tilt derivative associated with the horizontal gradient (Salem *et al.*, 2008; Curto *et al.*, 2015b; Blakely *et al.*, 2016). Finally, source depths were obtained by 3D inverse modeling in the VOXI extension with  $1,500 \times 1,500 \times 150 \text{ m}^3$  individual cell size for both the magnetic anomaly, resulting in magnetic susceptibility contrasts, and the Bouguer anomaly and its vertical derivative, producing volumes of density contrasts. The 2D joint forward modeling of gravity and magnetic data was performed using the GM-SYS extension of the Oasis Montaj, according to the methodology of Talwani (1959) from the conceptual foreland basin model (DeCelles and Giles, 1996). In addition to the magnetic and Bouguer anomaly values, the forward modeling considered the shape of the anomalies in the enhancement products and the seismic data. Depths and density logs from wells, Euler deconvolution, Tilt Depth, radial power spectrum and inverse modeling were also incorporated into the model.

For the seismic data, a pseudo-relief attribute, known as TecVA (Fig. 3) was generated using the Geosciences suite of the OpendTect software (version 6.6.8) to facilitate the recognition of the structural framework, especially regarding faults and

basement delimitation, by highlighting discontinuities and layers with similar impedance contrasts (Bulhões and Amorim, 2005).

## 4.5 Results

### 4.5.1 Gravity data

Despite the different acquisition scales, the airborne and ground data had a good fit both in the positioning and in the intensity of the anomalies as indicated by the qualitative analysis from the Bouguer anomaly grids, allowing a good integration of data for the basin region located north of latitude 10°S (Fig. 1), which historically concentrates the main exploratory efforts. Anomalies range between -37.35 and 65.40 mGal, where the Bouguer anomaly map exhibits a clear elongated feature, marked by high values and long wavelengths (Fig. 4A). This prominent feature occurs throughout the Acre Basin area and delimits regions marked by gravity lows to the east and west. From south to north this gravity high shows an NW-SE trend. However, from latitude 7.2°S, it exhibits a gap near section X-X' related to a gravity low, approximately N-S, which shifts the anomaly to the west towards the town of Cruzeiro do Sul (Fig. 4A, numbers 1, 2 and 3). Something similar occurs between 9°S - 10°S, near 68.3°W, where the gravity low showing a WNW trend interrupts the main gravity high (Fig. 4A, number 5). Still in relation to the main gravity high, there is clearly a sharp bend in the overall trend of the gravity high at about 9.1°S and 70.4°W, with the gravity high exhibits a NNW trend north of 9.1°S and a WNW trend south of 9.1°S (Fig. 4A, numbers 3, 4 and 5). Other gravity highs occur at both the east and west edges of the airborne survey and have not been fully sampled (e.g., Fig. 4A, number 6).



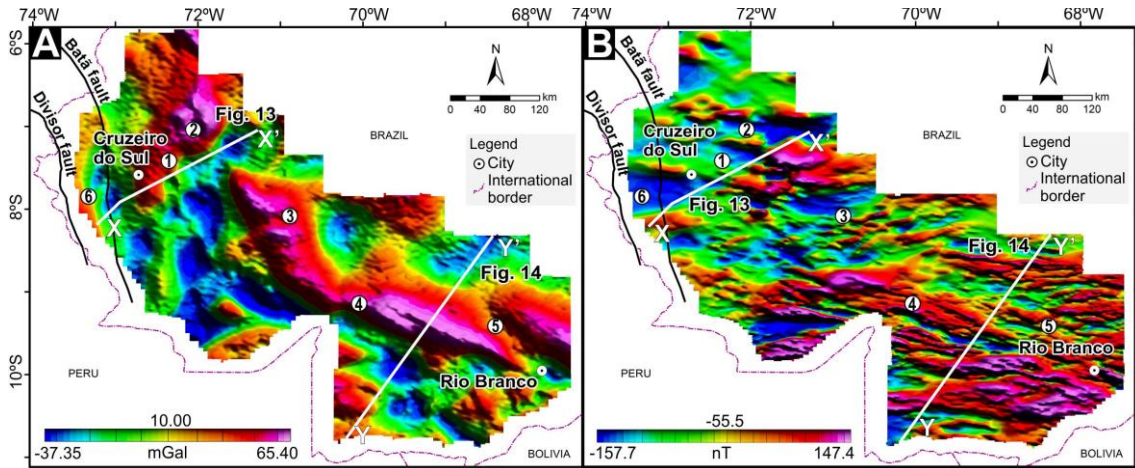


Fig. 4. Maps using the data from the airborne survey: (A) Bouguer anomaly map; (B) Differential reduced-to-pole (DRTP) magnetic anomaly map. Note the Divisor and Bataí faults and the modeled sections X-X' (Fig. 13) and Y-Y' (Fig. 14). The numbers 1, 2, 3, 4, 5 and 6 indicate key features discussed in the text.

The Total Horizontal Gradient enhancement filter was also applied to the Bouguer anomaly data to assist in detecting anomalous body edges in the x and y directions, by producing maximum values in the region where contrast is observed and, therefore, allowing identification of geological contacts (Cordel & Grauch, 1985; Dentith & Mudge, 2014). It is noteworthy that, because it uses lower-order horizontal derivatives, THG tends to emphasize high signal frequencies. In our data, the THG grid indicated the existence of linear, elongated and well-marked bodies in the central-eastern and southeastern part of the basin, with an NW-SE direction (Fig. 5A, number 1). The northern portion, in turn, presents a series of smaller structures with dominant NNW-SSE trend (Fig. 5A, number 2).

To compare with THG, we also apply the Tilt Derivative enhancement filter, since it is known that the smaller the horizontal gradient, the greater the tilt angle. Thus, the TDR grid presents maximum values on the anomaly causative body, and zero on the body edge. Also, the TDR filter is especially useful to assess the set of geological sources and structures, as it tends to equalize the amplitude of anomalies, regardless of source depth

(Millet & Singh, 1994; Verduzco *et al.*, 2004; Cooper & Cowan, 2006; Curto, 2015). In the Acre Basin, thin anomalies in TDR showed a strong NW-SE orientation, with a slight bend in the overall trend towards NNW-SSE in the north-central portion of the basin (Fig. 5B, numbers 1 and 2). Visually, a good correlation with the anomalies of the Bouguer anomaly map is observed for both shape and orientation (Fig. 4A).

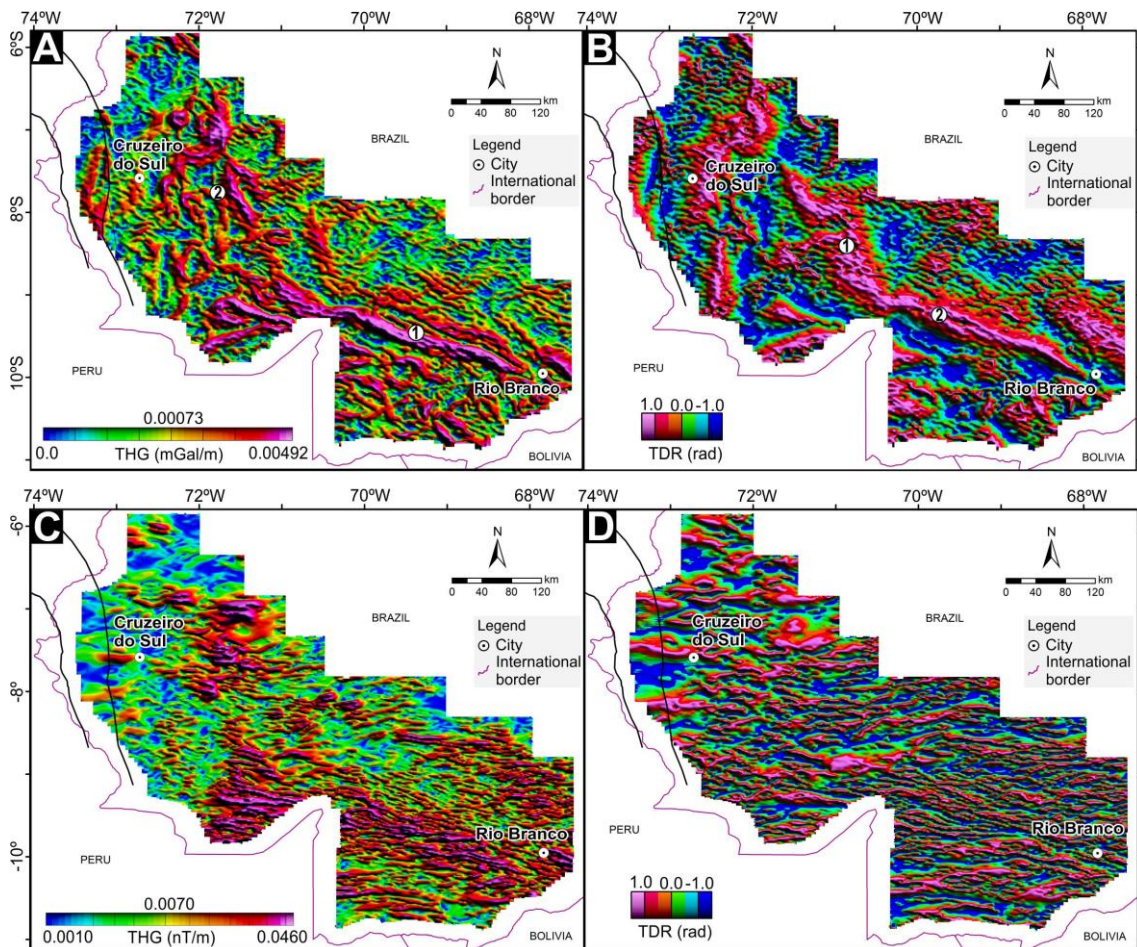


Fig. 5. Maps with the main enhancement products used in this research, where **A**: Total horizontal gradient of Bouguer anomaly; **B**: Tilt derivative of Bouguer anomaly; **C**: Total horizontal gradient of the DRTP magnetic anomaly; **D**: Tilt derivative of the DRTP magnetic anomaly. The numbers 1 and 2 in A and B indicate key features discussed in the text.

#### 4.5.2 *Magnetic data*

Considering the different acquisition scales, the magnetic data from airborne and ground surveys exhibited a good correspondence for both positioning and intensity of

anomalies. Additionally, the DRTP was fully adequate for the data, even considering the average magnetic inclination of about  $-7^\circ$  in the region. With anomalies ranging from -157.7 to 147.3 nT, the magnetic anomaly map shows a clear NW-SE trend and dominantly higher anomaly values in the south-central portion of the basin and comparatively lower values in the northern portion (Fig. 4B).

Besides enhancing the edge of anomaly causative bodies, the THG filter product also underscored the different susceptibility values for the northern and southern regions of the area covered by the airborne survey (Fig. 5C), while the TDR emphasized the main magnetic lineaments (Fig. 5D).

#### 4.5.3 *Depth estimates*

##### 4.5.3.1 Matched Filter

In general, the deeper the geological source related to a given potential field, the longer the wavelengths and the higher the amplitudes correlated with this signal (Phillips, 2001). Thus, the radial power spectrum was applied to magnetic and gravity data to delimit the frequencies related to depth groups. The spectrum indicated depths of 2.2, 5.6 and 18 km (Fig. 6A) for gravity data while depths of 2.8, 8.4 and 22 km were identified for magnetic data (Fig. 6B). Both datasets allowed grouping depths as regional and residual anomalies while shallower depths ( $<1$  km) were considered as noise related to flight height.

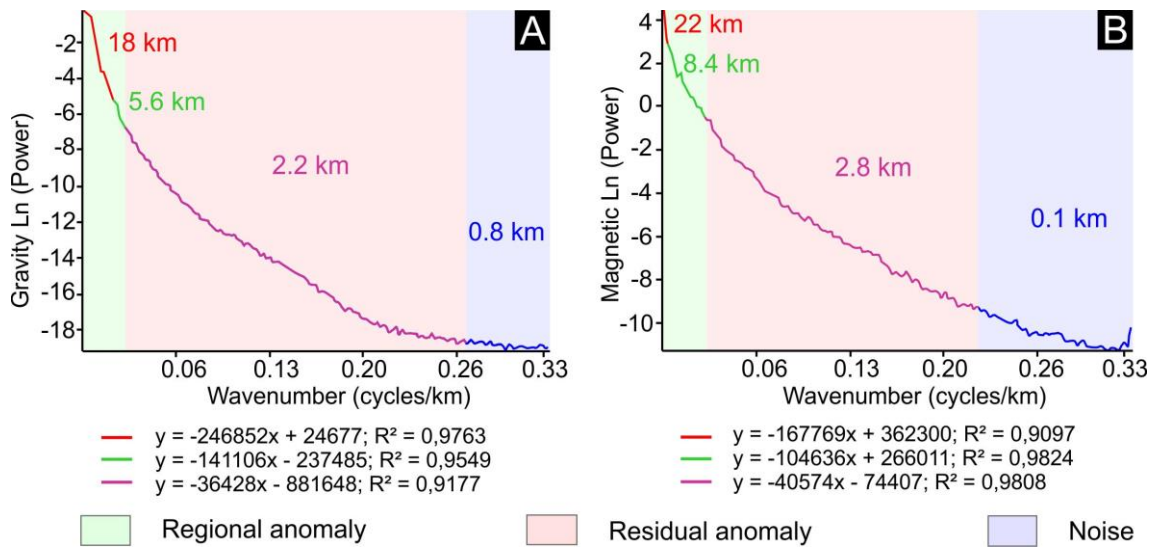


Fig. 6. **A**: Radial power spectrum obtained for Bouguer anomaly; and, **B**: Radial power spectrum obtained for the DRTP magnetic anomaly. The colors in each segment indicate the top depth of distinct source groups. Depths less than 1 km after removal of the flight height were considered noise, depths compatible with the basin were indicated as residual while greater depths were grouped as regional.

Then, depth anomaly maps were produced using the Matched Filter technique, which consists of applying a specialized band-pass filter in the Fourier domain from the radial power spectrum. Despite the possibility of small lateral variations in relation to the spectrum (Gravity or Magnetic Ln), if the methodology is correctly applied, the slopes of the linear regression tend to stay roughly the same (Wavenumber). Thus, minimizing possible effects of the choice of interpreter.

The gravity data indicate the persisting elongated structure in the NW-SE direction at the depths of 2.2, 5.6, and 18 km (Fig. 7A, B, C), with a natural tendency of increasing wavelength with the increasing depth. As expected, both THG and TDR exhibited a similar spatial arrangement for both depths, with well-marked NW-SE structures in the central and southern parts and NNW-SSE in the northern portion of the latitude 9°S (Fig. 7D-I).



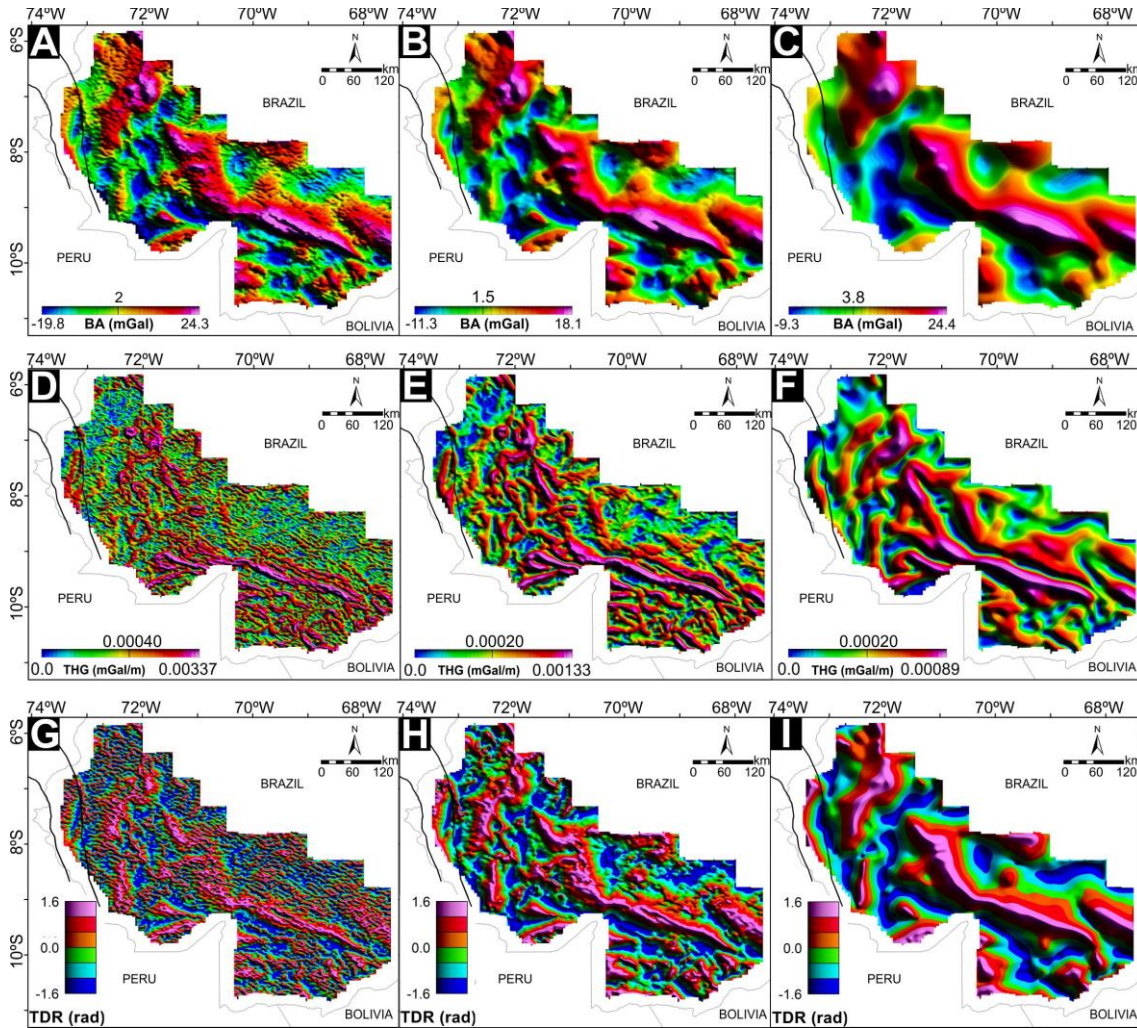


Fig. 7. Matched-filter from Bouguer anomaly for the depths **A**: 2.2 km; **B**: 5.6 km and **C**: 18 km. Total horizontal gradient enhancement filters from the Matched-filter from Bouguer anomaly, for the depths **D**: 2.2 km; **E**: 5.6 km, and **F**: 18 km. Tilt derivative from the Matched-filter from Bouguer anomaly, for the depths **G**: 2.2 km; **H**: 5.6 km, and **I**: 18 km.

The magnetic anomaly maps show linear-trending anomalies at 2.8 and 8.4 km depths (Fig. 8A and B), whereas the anomalies at 22 km deep present a more concentrated arrangement with dominantly high amplitudes in the central and southern portions of the study area (Fig. 8C). In both the THG map and TDR filter, the 2.8 km depth is marked by NW-SE linear features in the southern and central portions and an NNW-SSE trend north of 9°S (Fig. 8D and G). However, at 8.4 and especially 22 km depths, this NNW-SSE trending bend becomes less evident. At both depths, the THG map indicates

dominantly larger gradients in the southern portion. As expected, the TDR filter resulted in a predominance of longer wavelengths at depth of 22 km and, consequently, greater distance between the edges of bodies (Fig. 8I).

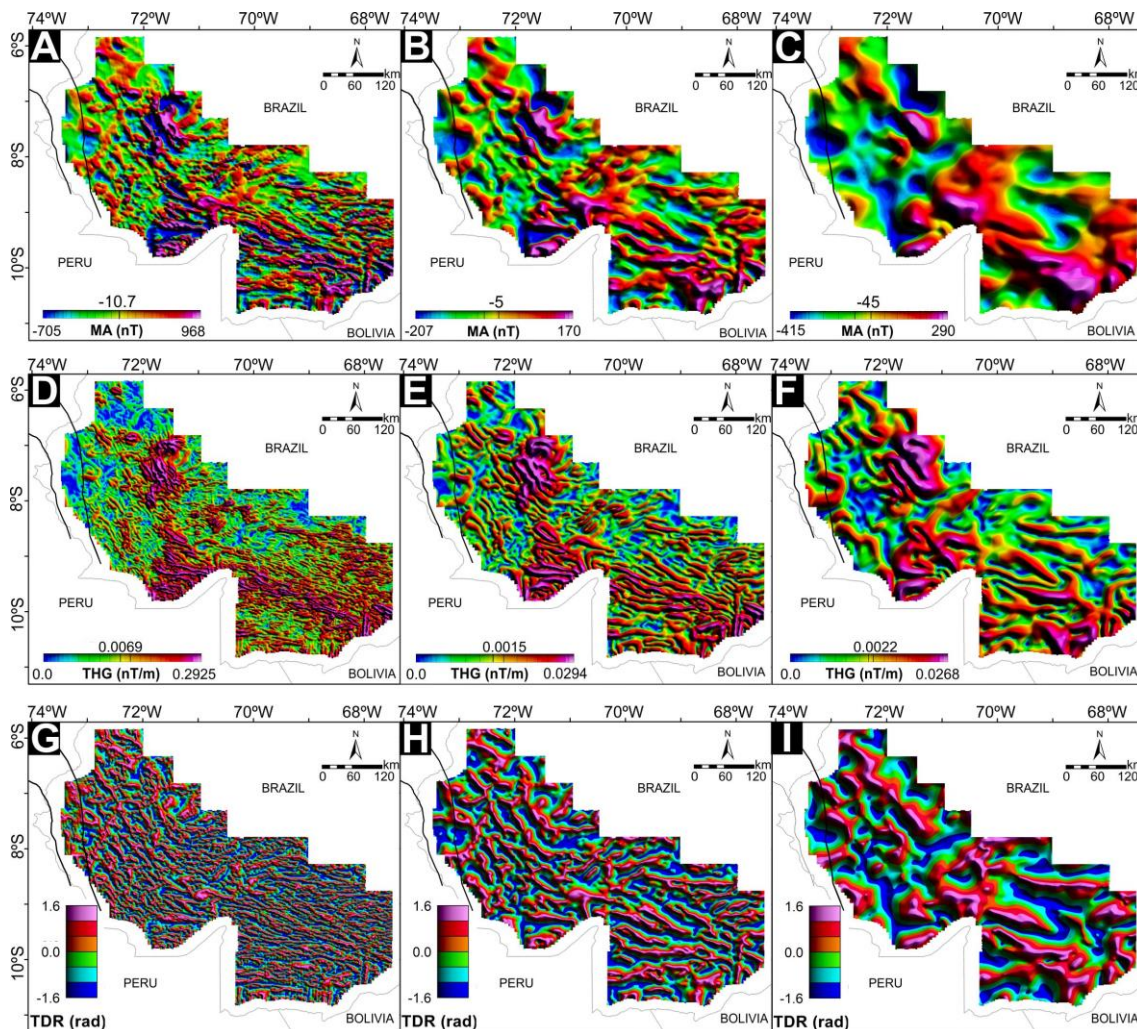


Fig. 8. Matched-filter from magnetic anomaly for the depths **A:** 2.8 km; **B:** 8.4 km and **C:** 22 km. Total horizontal gradient enhancement filters from the Matched-filter from the magnetic anomaly, for the depths **D:** 2.8 km; **E:** 8.4 km, and **F:** 22 km. Tilt derivative from the Matched-filter from the magnetic anomaly, for the depths **G:** 2.8 km; **H:** 8.4 km, and **I:** 22 km.

#### 4.5.3.2 Basement

In basin analysis, studying the basement is of fundamental importance for determining the structural pattern and preserved sedimentary thickness. Specifically, in the Acre Basin, little is known about the basement depth and geometry, largely due to the lack of



adequate seismic coverage (Fig. 9). Thus, magnetic basement estimates using Tilt Depth are an especially viable alternative, whose approach consists of mapping the horizontal gradient values of the tilt derivative coincident with the zero-contour line of the TDR (Blakely *et al.*, 2016).

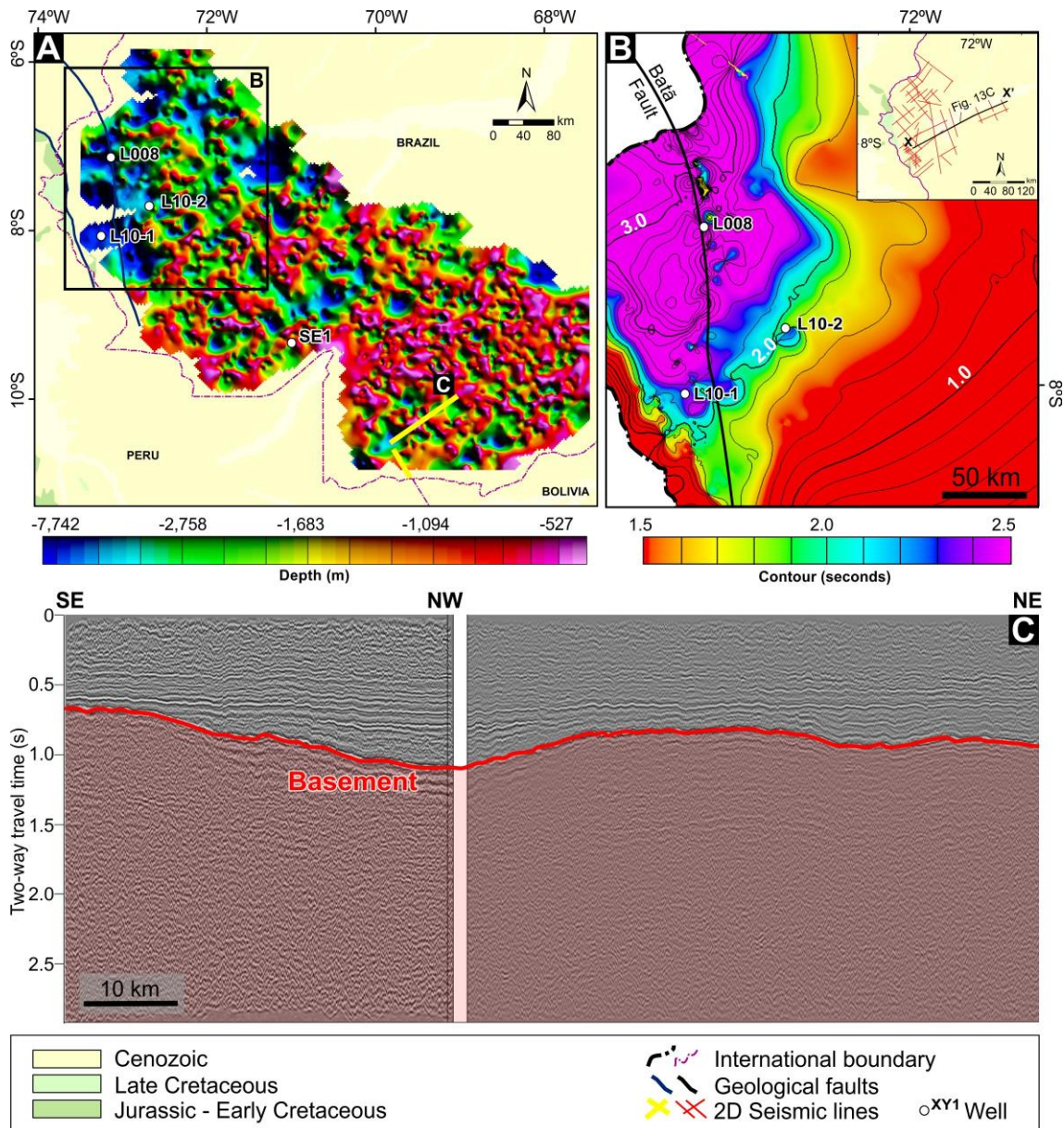


Fig. 9. Comparison between basement relief through the potential field and seismic data, where **A**: Tilt Depth contour map, showing basement highs and lows; **B**: Time structure map of the top of the acoustic basement, showing a basement low along the Batã Fault. A seismic section illustrating the geometry of this part of the basin is shown in Fig. 13C; **C**: Interpreted composite seismic profile across the southern sector of the Acre Basin.

This sector is practically devoided of seismic survey, however, the seismic profile shows that the top of the basement is compatible with the tilt depths.

The Tilt Depth map (Fig. 9A) indicates that the greatest basement depths and, consequently, the thickest preserved sedimentary fill of the basin are located in the northern portion, where depths can exceed 7,000 m, separated by an N-S central high. Despite the occurrence of basement lows in the ENE-WSW direction near the SE1 well, the basement becomes progressively shallower in the central portion of the study area from approximately 9°S towards 11°S, where estimated minimum depths are up to 500 m.

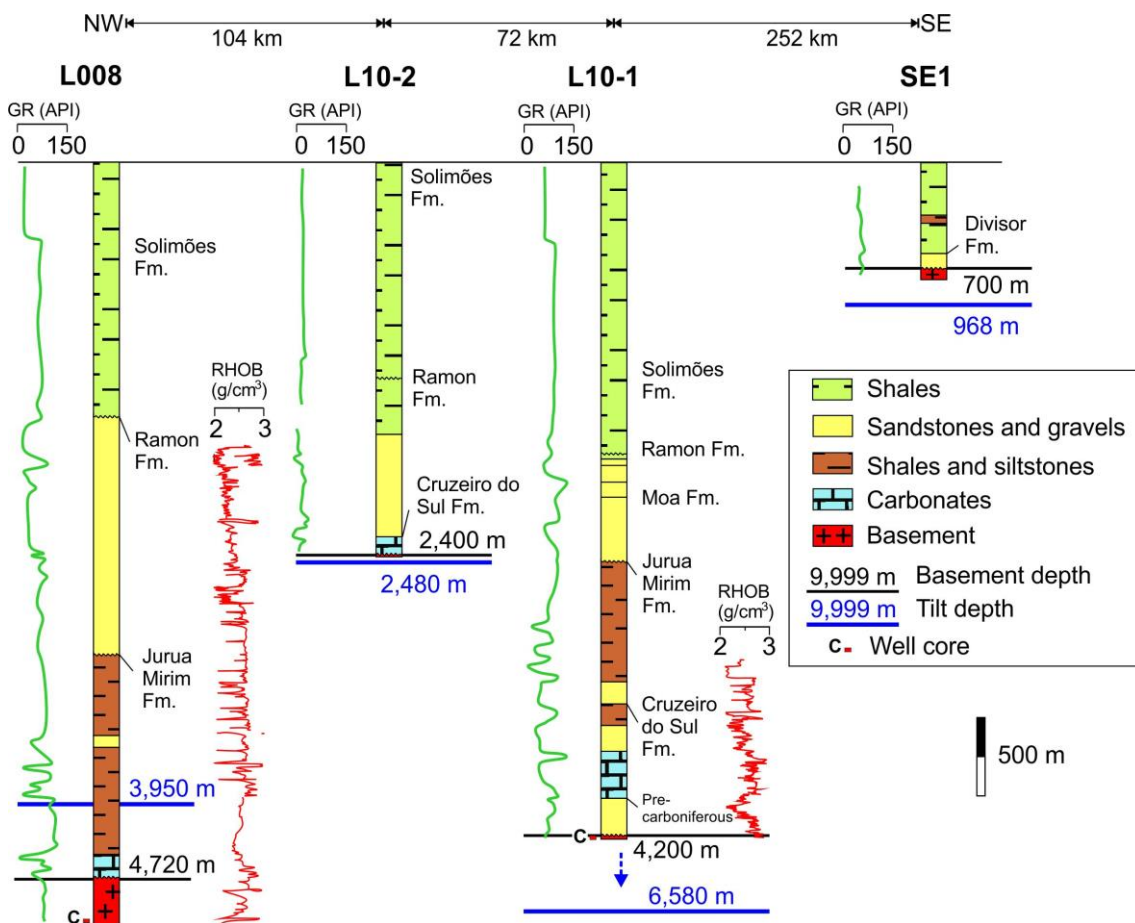


Fig. 10. Arbitrary well correlation showing smoothed gamma-ray log, density log and simplified lithologies, indicating the top of basement estimated by tilt depth and datum at the ground level. For regional location of the wells see Fig. 1.



The magnetic basement by the tilt depth method exhibited a good correlation with the time structure map of the top of the acoustic basement (Fig. 9B) produced in the basin northwesternmost portion, where the concentration of seismic surveys is highest. Both maps allow identifying a central low crossed by the Batã fault, limited by basement highs to the east and south. A good correlation is observed between the basement morphology interpreted in the seismic data and the depths estimated in the Tilt Depth base in the only seismic line available for the basin southern portion (Fig. 9C). A seismic section illustrating the geometry of the north part of the basin is shown in the 2.5D joint forward modeled section X-X' (Fig. 13C). The comparison of basement depths determined by Tilt Depth and wells (Fig. 10) shows that the magnetic depths follow the general trend of wells, with a Pearson correlation coefficient ( $r$ ) around 0.83, while accuracy varies between 80 and 268 m in regions of highs. In regions of structural lows, the basement depth measurements between the two methods varied more due to the attenuation caused by the distance from the source, although a good correlation trend is still observed for the obtained depths.

#### 4.5.3.3 Euler deconvolution

As an alternative to the depths obtained by Matched Filter and Tilt Depth, Euler deconvolution (Reid *et al.*, 1990) was applied to magnetic and gravity grids to discriminate the types of shallow sources. The standard 3D Euler deconvolution applied to the gravity data corresponds to most of the limits between the crustal blocks identified in the THG in the shallow portions up to 6,000 m, with a preferential NW-SE trend to the south and NNW-SSE trend to the north of 9°S (Fig. 5A and Fig. 11A). The standard Euler deconvolution was also applied to the magnetic data, with a squared window of 15 km,

maximum depth error tolerance of 12%, and SI of 1, interpreted here as related to sheet edges. The Euler solutions for the magnetic data had a preferential NW-SE trend that correlates with the linear anomalies highlighted by the TDR (Fig. 5D and Fig. 11B), considering maximum depths up to ~ 5,000 m.

Despite showing a similar general trend, the comparison between figures 11A and 11B shows the differences in contacts between gravity and magnetic sources, both in distribution and in depth. While solutions for gravity data occur more sparsely and with shallower depths, less spacing between solution trends and concentration of depths above 6,000 m are observed north of 8°S for the magnetic data.

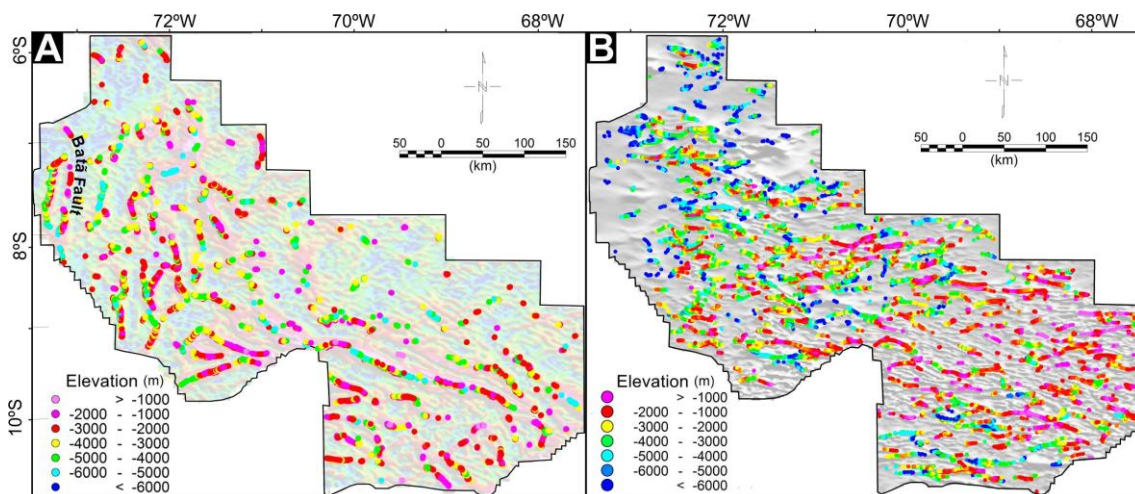


Fig. 11. **A:** 3D Euler Deconvolution solutions for gravity data using structural index 0, superimposed on the total horizontal gradient grid; **B:** 3D Euler Deconvolution for magnetic data using structural index 1, superimposed on the tilt derivative grid.

#### 4.5.4 *Structural framework*

The structural framework was obtained from the joint interpretation of the magnetic lineaments in the magnetic anomaly maps reduced to the pole, THG, and mainly from the mapping of the zero-contour line in the TDR grid at the three depths obtained from the Matched Filter. No patterns were identified regarding shape, direction, and density of the structures to justify the delimitation of geophysical domains.

The complete interpretation of magnetic structures (Fig. 12A) results in lineaments that extend ~60 km horizontally on average with a marked E-W trend, as well as an incipient tendency of a decreasing number of structures north of latitude 7°S. For the residual data (Fig. 12B), with a Matched Filter estimated depth of 2.2 km, the magnetic lineaments exhibit a preferred E-W and WNW-ESE orientation. For a depth of 8.4 km (Fig. 12C), the magnetic lineaments occur in lower numbers arranged in a preferential NW-SE trend. Unlike other depths, magnetic lineaments at 22 km depth occur at lower density, arranged in two preferred trends: WNW-ESE and ENE-WSW.

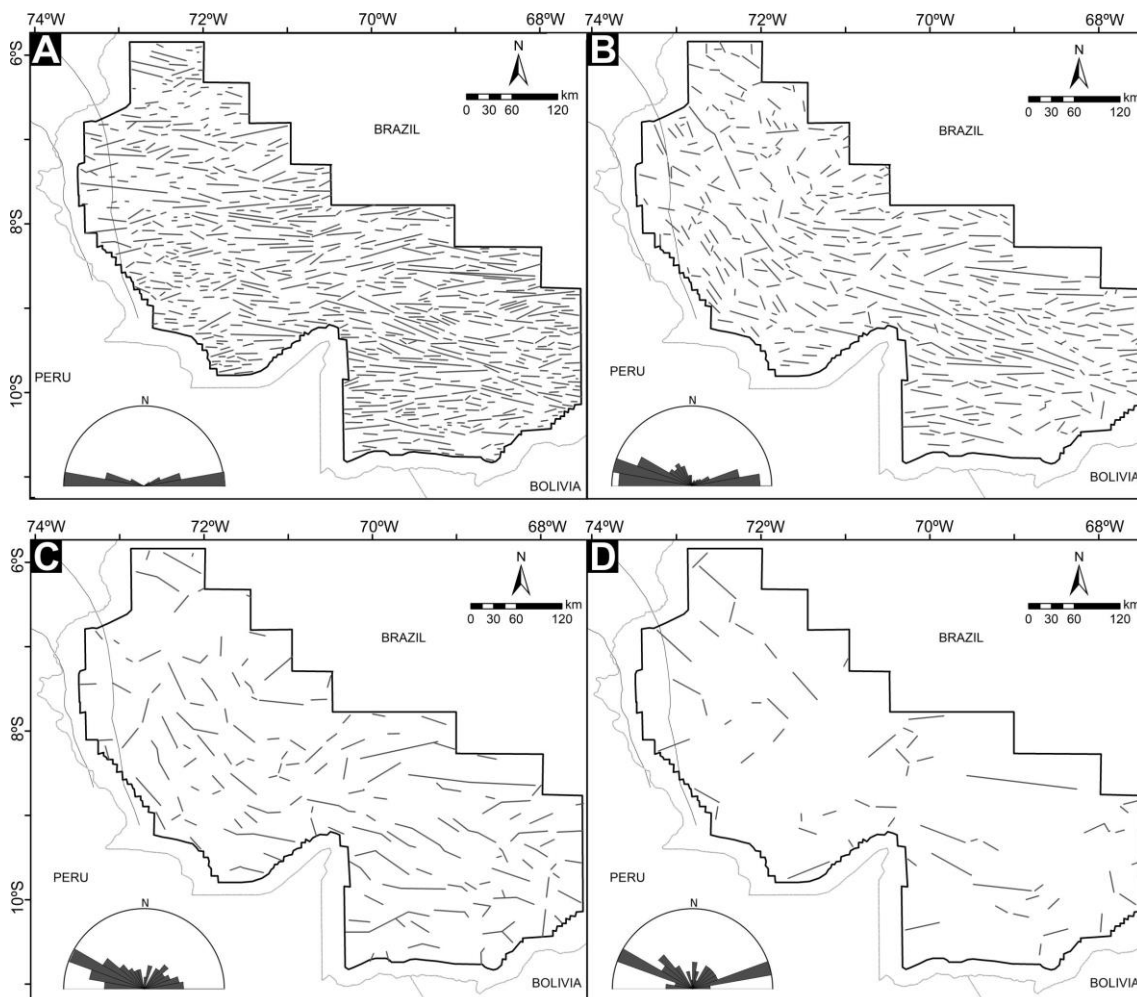


Fig. 12. Interpreted structural framework, with magnetic lineaments for **A**: all sources in the area of the airborne survey; **B**: shallow sources at a depth of 2.8 km; **C**: 8.4 km depth and **D**: Deeper sources at a depth of 22 km.

#### 4.5.5 2.5D joint forward modeling

The 2.5D joint forward modeling considered the reduced to the magnetic pole and Bouguer anomalies, the depths obtained in the Matched Filter, Tilt Depth, 3D inverse modeling, wells, and the position of the magnetic lineaments interpreted in the THG and the Euler solutions as well. For the density and susceptibility estimates concerning the different lithology modeled, we used the values proposed by Clark and Emerson (1991) and Hinze (2013), as they proved to be adequate for the regional parameters in the study area. The lithospheric model was constructed taking into account the geodynamic composition and changes over geological time (O'Reilly *et al.*, 2001; Foley *et al.*, 2003; Hawkesworth and Kemp, 2006; Gerya, 2010; Hawkesworth *et al.*, 2020; Costa *et al.*, 2020), the foreland basin setting (DeCelles and Giles, 1996; Horton and DeCelles, 1997; Turcotte and Schubert, 2002; Shephard *et al.*, 2010; Sacek 2014; Garziona *et al.*, 2017), and the crust thicknesses estimated for the study region (Lloyd *et al.*, 2010; Assumpção *et al.*, 2013ab; Chulick *et al.*, 2013; Albuquerque *et al.*, 2017; Rivadeneyra-Vera *et al.*, 2019; Almeida *et al.*, 2021).

Two approximately perpendicular profiles to the NW-SE gravity high were modeled (Fig. 4), to understand the sources and depths related to the Acre Basin and its limits, as well as the relationship of this anomaly with the basin geometry. The final model densities ( $\text{kg/m}^3$ ) and magnetic susceptibilities (SI units) assigned to the different rock units are shown in Supplementary data 3. Negative magnetic intensity values represent dominant reverse polarity magnetization. No remanent magnetism was incorporated into the model since the high correlation between the GHT, TDR and the reduced-to-pole magnetic anomaly maps suggest that the magnetic sources have only induced magnetism.

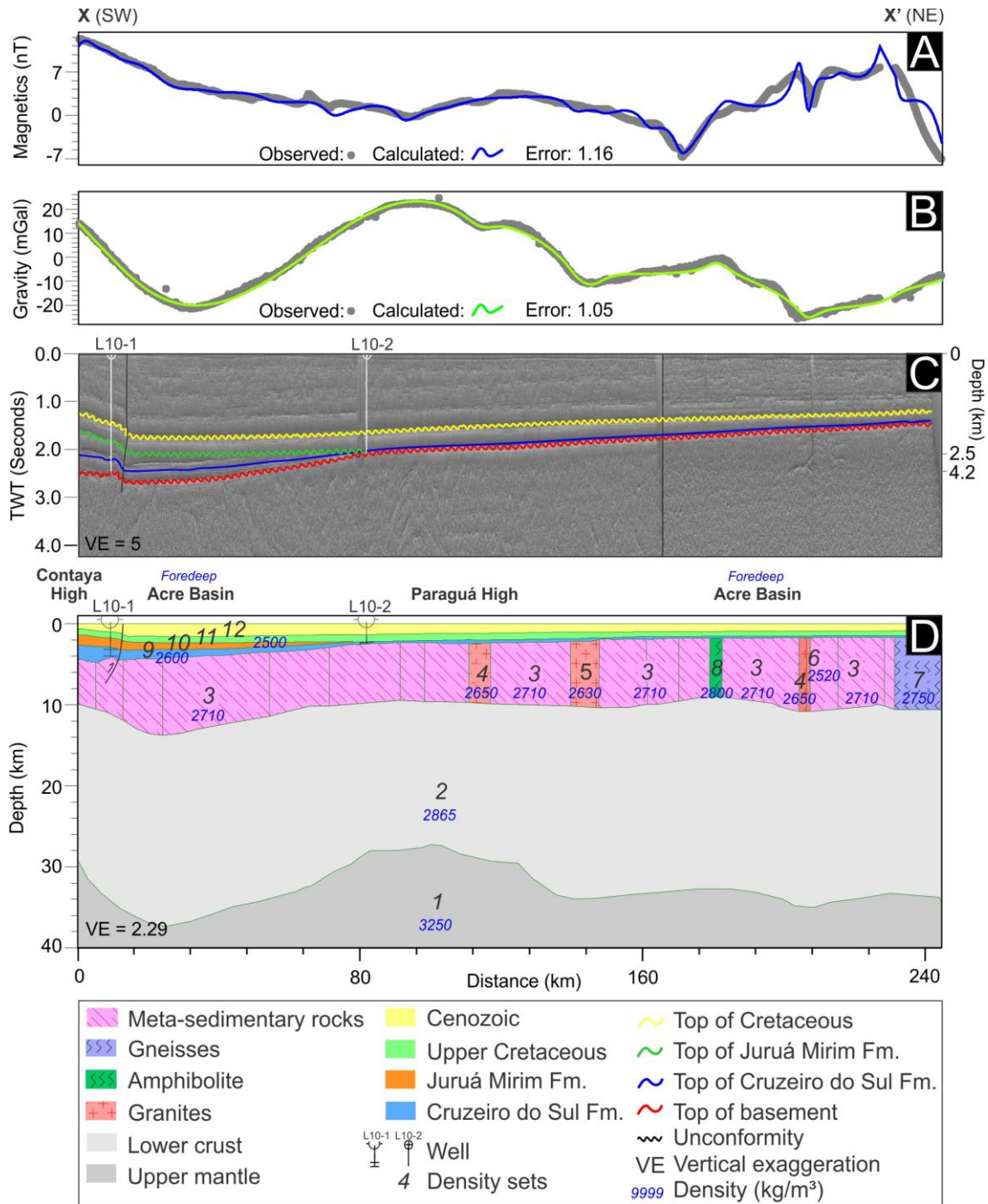


Fig. 13. 2.5D joint forward modeling of **A:** reduced-to-pole magnetic and **B:** Bouguer gravity anomalies from the ground survey along the profile X-X'; **C:** Interpreted composite seismic profile across the northern sector of the Acre Basin along the profile X-X' and **D:** Final adjusted geophysical model. Note the unconformity at the top of the Juruá Mirim Formation, related to the Juruá orogeny. For profile location, see Fig. 4. Body lithologies, physical parameters and geological domains are given in Supplementary data 3.

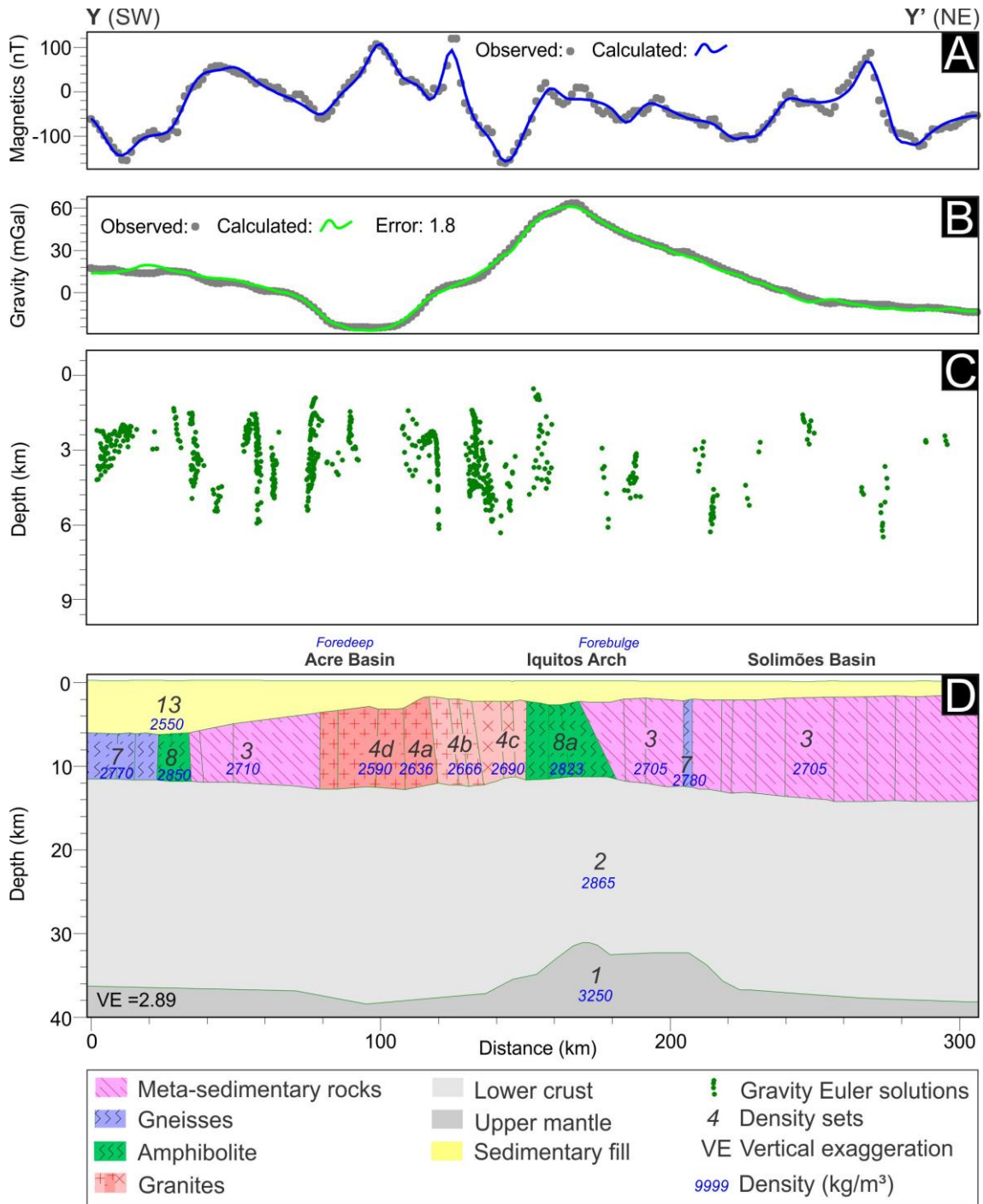


Fig. 14. 2.5D joint forward modeling along the profile Y-Y'. **A**: observed reduced-to-pole and calculated magnetic anomalies from the airborne survey; **B**: observed and calculated Bouguer gravity anomalies from the airborne survey; **C**: 3D Euler Deconvolution for magnetic data using structural index 1, and **D**: Final adjusted geophysical model. For profile location, see Fig. 4. Body lithologies, physical parameters and geological domains are given in Supplementary data 3.

Specifically, for the 250 km-long profile X-X', the ground survey gravity and magnetic data (Fig. 1) proved to be especially useful for 2.5D joint forward modeling

since it presents a higher resolution of the anomalies (Fig. 13A, B). Additionally, we also used two 2D seismic lines acquired in the same region as the ground survey potential data (Fig. 1, Fig. 13C) and two wells (L10-1 and L10-2) that reached the basement. The model indicates that the upper crust consists dominantly of meta-sedimentary rocks with an approximate density of 2.70 to 2.71 g/cm<sup>3</sup>, locally interrupted by granitic intrusions and limited by amphibolites and gneisses (Fig. 13D, Supplementary data 3). Considering that no highs were found in the basement in the seismic profile, the gravity highs in the SW and central portions seem to be related to diminished crustal thicknesses, which is compatible with the expected lithospheric flexure for the evolution of a retroarc foreland system (DeCelles and Giles, 1996; Allen and Allen, 2005). At the 100 km distance, the shallow depth of the Mohorovičić discontinuity (Moho) has been interpreted here as the Paraguá High (Wanderley Filho *et al.*, 2010). Seismic data indicates that this structure is sealed by the Cretaceous unconformity (Fig. 13C) and can, therefore, be interpreted as the structure generated during the Juruá orogeny (Late Jurassic), which corroborates the thesis of Oliveira (1994). Such arches, sealed by Cretaceous deposits and the Cenozoic foredeep, have already been described in the region (e.g., Madidi Arch in Madre de Dios Basin; see Baby *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018) and in the specific case of Acre Basin, divides the depocenter into the Jaquirana Trough to the north and the Central Trough to the south (Oliveira, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2010). The similar high of the Moho in the southwestern-most portion is interpreted here as the Contaya Arch edge, which corresponds to a structure with a NW-SE trend formed during the Triassic-Jurassic and later reactivated in the Neogene, establishing the boundary between the Marañón and Ucayali basins near the western edge of the Acre Basin (Zelasco, 2010; Hermoza *et al.*, 2006; McGroder *et al.*, 2015; Stewart *et al.*, 2018). The gravity low between 15 and 50 km is related to the larger depths of the basement identified in the seismic profile, which



coincides with the Batã Fault, close to well L10-1. However, this low extent is reduced by the influence of the crustal thinning to the west in the first 15 km of the profile, related to the Contaya Arch. The magnetic response along the profile shows a smooth correlation with the Paraguá High and Contaya Arch, trending towards higher values over these structures. The magnetic susceptibility values were slightly higher in the eastern portion of the Paraguá High compared to the western portion, except for the NE end of the profile, where gneisses with low magnetic susceptibility values occur (Fig. 13 and Supplementary data 3).

The profile Y-Y' (Fig. 4) was built based on gravity and magnetic anomalies from the airborne survey (Fig. 14). Unlike the profile X-X', where the internal geometry of the basin was modeled based on seismic data, in this southern profile, the top of the basement was estimated from the Tilt Depths (Fig. 9A). In general, the model indicated higher intercalation of lithological types in the basement, with dominant meta-sedimentary rocks in both sides of the Iquitos Arch (Fig. 14). Larger occurrences of gneiss, amphibolites, and laterally continuous distribution of about 70 km of intrusive rocks were also modeled at the Acre Basin boundary, near the central part of the modeled profile (Fig. 14, Supplementary data 3). Thus, the low gravity values between 80 and 120 km are not necessarily related to basin depocenters, being, therefore, related to intrusive bodies. Like the modeled northern profile (Fig. 13), the high values of the Bouguer anomaly between 140 and 200 km (Fig. 14B) are related to the Iquitos Arch. As suggested in the anomaly maps and enhancement filters (Fig. 4, Fig. 5), we did not observe a clear correlation between the magnetic susceptibility values and the Iquitos Arch (Fig. 14, Supplementary data 3). The susceptibility values were similar for the region on both sides of the Iquitos Arch (Fig. 14). Finally, Euler solutions of the first 7 km indicate the occurrence of vertical



to sub-vertical structures in the sedimentary deposits and part of the basement (Fig. 14 C), which helped to delimit the sources.

## 4.6 Discussion

### 4.6.1 *Crustal framework*

The joint data analysis allowed defining, for the first time, important crustal aspects of the Acre Basin basement such as composition, crustal thickness, geodynamic evolution, structures and extent of tectonic provinces in the transition region between the Amazonian Craton westernmost portion and the Sub-Andean terranes. Previous research related the basement of the Acre Basin to the Rondonian geochronological province (Cordani *et al.*, 1984; Cunha, 2007; Hurtado *et al.*, 2018; Milani and Szatimari, 2020), a terrane exclusively related to the Amazonian Craton (Supplementary data 2) formed in an accretionary event older than the Grenville-Sunsás orogeny. This association is largely limited by the thick Cenozoic cover (Fig. 1) and the fact that few wells sample the basement (Fig. 10).

The dominance of rocks with density between 2.70 and 2.71 g/cm<sup>3</sup>, locally interrupted by lower density granitic intrusions (Supplementary data 3), are compatible with the basement characteristics previously modeled for Marañón, Ucayali, and Madre de Dios basins (Stewart *et al.*, 2018), indicating that the Sub-Andean and Acre basins share compositionally similar basements. In this way, the paleogeographic location, the evolutionary model for the region (Jaillard *et al.*, 2000; Boger *et al.*, 2005; Cordani & Teixeira, 2007; Ramos, 2008), the structural geometry of lineaments (Fig. 12), and the dominance of meta-sedimentary and low-grade metamorphic rocks and granites (Fig. 13 and Fig. 14) allow associating the Acre Basin basement with the Sunsás event (Supplementary data 3). The presence of meta-sedimentary to gneissic rocks is confirmed

not only by basement outcrops near the Divisor fault (Wanderley, 1938) but also by the occurrence of intra-basement seismic reflections (Oliveira, 1994). Thus, our data confirms a regional disposition of the Greenville-Sunsás orogenic belt (Santos *et al.*, 2008; Kroonenberg and Roever, 2010; Ramos, 2018) and suggest that the younger domain of the Amazonian Craton extends towards the Acre Basin, compatible with the Sunsás province disposition proposed by Santos *et al.* (2000; 2008) (Supplementary data 2B) and with the Sunsás province, parallel to that proposed by Hurtado *et al.* (2018) for the Rondonian - San Ignacio Mobile Belt according to the model of Cordani *et al.* (2000) (Supplementary data 2A). Additionally, our interpretation of the Acre Basin basement is consistent with the ages  $1.424 \pm 47$  to  $1.540$  Ma by Rb-Sr whole-rock and  $1.293 \pm 18$  to  $1.321 \pm 50$  Ma by the K-Ar in biotite obtained from well core samples (Cordani *et al.*, 1984) and the age of the Sunsás province (Cordani *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2008). Even younger K-Ar ages between 849 and 935 Ma were considered isotopic rejuvenation via high-grade metamorphism or related to Ar escapes in the crystalline lattice (Cordani *et al.*, 1984). Furthermore, the main E-W trend of the geophysical lineaments interpreted in the Acre Basin differs from the dominant NW-SE trends identified in the other Sub-Andean basins (Stewart *et al.*, 2018) and is close to the WNW deformation proposed for the Nova Brasilândia metasedimentary mobile belt (Tohver *et al.*, 2004; Quadros *et al.*, 2020, 2021) (Fig. 1). The origin of this mobile belt in the Sunsás (Tassinari and Macambira, 1999; Cordani *et al.*, 2000) or Sunsás-Aguapeí Province (Teixeira *et al.*, 2010) is related to intraplate extensional tectonics, through the reactivation of the Guaporé suture zone and intraplate rifting, followed by an accretionary-collisional orogeny that developed between 1,137 and 1,010 Ma (Rizzotto *et al.*, 2014; Quadros *et al.*, 2021). In addition to a possible influence of the deformation of the Nova Brasilândia Belt, these trending differences observed in the basin lineaments may be related to the absence of

strong Andean deformation in the Acre Basin capable of involving the basement, to local differences in the structure of the basement, to differences in acquisition scales, or the action of the N70°-80°E and N70°W trends associated with the Juruá transpressive event in the Acre Basin (Caputo and Silva, 1990; Caputo, 1991). On the other hand, the deeper structures tend to approach the sub-Andean trends (Fig. 12 C and D), indicating that the Andean deformation may have affected only the deep basement of the Acre Basin, without major implications for shallower depths. Despite the record of dozens of earthquakes in the Acre Basin (Mito, 1993; Santos *et al.*, 2019; Chamani, 2020), it was not possible to correlate the magnetic lineament trends with the tectonic structures reactivated during the Quaternary in Amazon (Costa *et al.*, 1996; Rossetti, 2014; Rossetti *et al.*, 2021). The occurrence of a granitic block about 70 km long in the modeled profile of the basin southern portion (Fig. 4 and Fig. 14), differs from the other granitic intrusions and suggests the occurrence of smaller allochthonous crustal blocks related to Rodinia accretion in a pre-Sunsás tectonic context analogous to the Paragua Block (Boger *et al.*, 2005) in northern Bolivia (Fig. 1).

The positioning and implantation of the Iquitos forebulge in the Acre Basin is another relevant topic for understanding the influence of the Andean orogeny in the Acre Basin. Possibly, the gravity high with an elongated NW-SE trend, observed in the study area (Fig. 4A, numbers 2, 3, 4 and 5) is compatible with the high pointed out by Stewart *et al.* (2008) and establishes a limit with the positions indicated in the Marañón Basin for the Iquitos Arch (Jacques, 2003; Roddaz *et al.*, 2005; Wesselingh *et al.*, 2006; Stewart *et al.*, 2018). Despite the few available publications specifically focused on the arrangement of the Iquitos Arch in the Brazilian territory, our data point to a significantly different position from that established in recent decades (Milani and Zalán, 1999; Zalán, 2004; Wesselingh *et al.*, 2006 and references therein; Milani *et al.*, 2007) and contribute to

understanding the foreland system in the Amazon region. Unlike the Marañón Basin, where structural highs modeled in the basement delimited topographic elevations related to the Iquitos Arch (Roddaz *et al.*, 2005; Stewart *et al.*, 2018) and deep seismic demonstrate uplifted basement (Lopez-Gamundi and Lopes Gamundi, 2018), in the Acre Basin, the main structure imaged by the seismic corresponds to the Paraguá high related to the Juruá orogeny, which represents a deep structure without reflecting on the surface deformation (Fig. 4A, number 1, Fig. 9A and B, Fig. 13C), as mentioned by DeCelles (2012). Some factors lead to the interpretation of the Paraguá high in section X-X' (Fig. 13) and Iquitos Arch in section Y-Y' (Fig. 14): *i*) The Iquitos Arch, as it presents a regional isostatic compensation associated with the bending of Moho (Roddaz *et al.*, 2005), tends to result in higher amplitude values in the Bouguer anomaly map (Fig. 4A, numbers 2, 3 and 4) when compared to the Paraguá high (Fig. 4A, number 1); *ii*) Previous publications indicate through seismic data (Oliveira, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2010) that the Paraguá High is positioned 110 km to the west, close to the town of Cruzeiro do Sul; *iii*) The trend of the anomaly reached by section X-X' (Fig. 4A, number 1) close to 100 km (Fig. 13) is compatible with the one proposed for the Paraguá High (Wanderley Filho *et al.*, 2010) and differs from the expected trend for the Iquitos Arch (Zamora and Gil, 2018); and *iv*) The main gravity high in the Bouguer anomaly map correlates in projection with the Iquitos Arch propositions for the Marañón Basin based on flexural models, gravity data and with the forebulge position for South America (Roddaz *et al.*, 2005; Chase *et al.*, 2009; DeCelles, 2012; Stewart *et al.*, 2018). Sediment thickness estimates do not demonstrate a clear correlation with a possible high related to the Iquitos Arch (Fig. 15). Although gravity highs in sedimentary basins are commonly justified by portions of a structurally elevated basement, as in the intracratonic basins of central Australia (Lambeck, 1983) and for the Iquitos Arch in the Marañón Basin (Roddaz *et al.*,

2005; Stewart *et al.*, 2018); for the Acre Basin, this hypothesis is not fully consistent with our results. In terms of basement position, Fig. 13 shows no direct correlation in the seismic data between the basement and the high-amplitude gravity anomalies in the Bouguer grid. Additionally, the Tilt Depth map, based on magnetic data, also did not demonstrate a clear correlation between the basement at shallow depths and the main gravity high (Fig. 9A and Fig. 4A). The general trend of shallower basement to the east (Fig. 9, Fig. 13 and Fig. 14) does not fully justify the gravity high, since a good fit was also not possible in the joint forward modeling considering only a structurally elevated basement and disregarding a crustal thinning. There is no evidence that the high-amplitude gravity Bouguer anomaly (Fig. 4A, numbers 2, 3 and 4) would be related to high-density rocks, which is corroborated by the absence of associated magnetic response (Fig. 4B). Furthermore, the Matched Filter indicates that this gravity anomaly is related to a deep source (Fig. 7). Finally, other authors reported thin crustal thickness in the same region of the Acre Basin (Albuquerque *et al.*, 2017; Almeida *et al.*, 2021). Wesselingh *et al.* (2006) interpreted a similar model, stating that the NW-SW gravity lineament reflects the extinct (Mesozoic-Paleogene) forebulge remains in the subsurface. However, it is not possible to completely rule out the possible occurrence of local basement highs in the Acre Basin related to the forebulge, since the available seismic sections are restricted to the northwestern portion of the basin and do not reach the Iquitos Arch (Fig. 1, Fig. 4A and Fig. 9B). The steep dip of the basement to the west towards the sub-Andean basins in the northern portion of the Acre Basin does not seem to be related to the Iquitos High and is not repeated in its southern portion (Fig. 9 and Fig. 13).

Considering that the regions underwent taphrogenic processes leading often to aborted rifts and crustal extension stage associated with asthenosphere rises (Bahia *et al.*, 2007; Lima *et al.*, 2019), the apparent crustal thinning in Acre Basin may be inherited

from expressive extensional deformation that occurred before the Juruá orogeny during the Early Jurassic (Fig. 2), characterized by faults that propagate from the basement to deposits ranging in age from Devonian to Jurassic, occurrences of basaltic flows and evaporite deposition (Oliveira, 1994; Oliveira *et al.*, 1997). Such deformation may have constituted a weakness prone to reactivation during tectonic quiescence after the Juruá orogeny and flexural loading and forebulge generation during the Andean orogeny. Some authors propose that this region was already a broad tectonic high with exposure of part of the basement during the Late Jurassic (Erlich *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018). It is also possible that this crustal or lithospheric thinning is related to a possible remnant feature of a suture zone between the Sunsas and other crustal blocks of the Amazonian Craton, similarly to the crustal thinning in the region known as the Paraguay-Araguaia Fold Belt (Assumpção *et al.*, 2013a) in the southeastern Amazonian Craton and beneath the Pantanal Basin. However, this hypothesis is not supported by the magnetic lineaments and joint forward modeling data.

The integrated analysis of the spectral depth data, forward and inverse joint modeling, suggests an average crustal thickness between 35 and 40 km for both the northern and southern portions of the Acre Basin (Fig. 13 and Fig. 14). However, locally, the Moho depth decreases abruptly, reaching approximately 28 km. These anomalies coincide with the basin's largest gravity highs and may be related to the gravity response of the Iquitos forebulge (Iquitos Arch) during the Neogene (Roddaz *et al.*, 2005). However, the definitive confirmation of the Cenozoic record of a forebulge depozone in the Acre Basin is limited by both the restriction of seismic data and the absence of wells. Southwest of the profile X-X', the low crustal thickness also indicates the establishment of the lithospheric arch (Fig. 13). This interpretation is compatible with the crustal thickness determined by the receiver functions combined with the H-k stacking for the region

(Albuquerque *et al.*, 2017). However, our data indicate that the anomalously thin crust identified by the receiver functions in the northern part of the Acre Basin appears to extend across the basin towards the south, along the Iquitos Arch, and correlates with the crustal thickness of the Amazonian Craton presented by Almeida *et al.* (2021) based on GECO Global Geopotential Model (Gilardoni *et al.*, 2016). Thus, our results add to those already published, providing a refinement that favors a better understanding of the crustal configuration of the region, since the data of the receiver functions are limited by the scarcity of stations in the Amazon region.

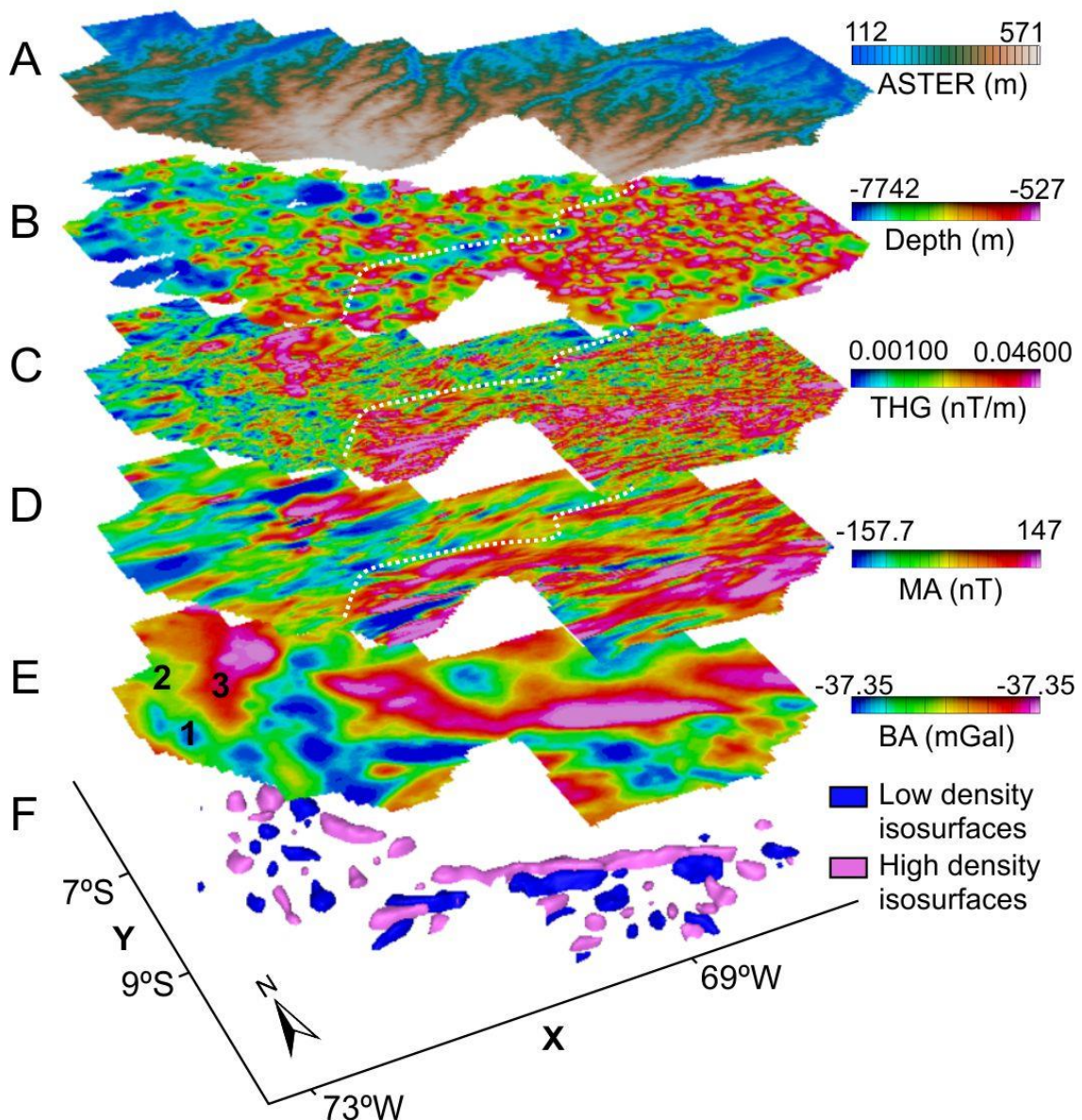


Fig. 15. Summary of geological and geophysical features for the Acre Basin. **A:** Topography based on Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model; **B:** Tilt Depth, dashed line indicating shallower basement to the south; **C:** Total horizontal gradient, with a tendency towards higher values south of the dashed line; **D:** Reduced-to-pole magnetic anomaly, suggesting predominance of higher magnetic susceptibility to the south of the dashed line; **E:** Bouguer anomaly map indicating (1) Central and (2) Jaquirana troughs; and (3) Paraguá High; **F:** Isosurfaces obtained by inverse modeling, with the delimitation of bodies with low (-0.095 to -0.034) and high (0.035 to 0.126) density contrasts.

Gravity lows, in turn, are not necessarily related to depocenters and often coincide with thicker crust or granitic intrusions and batholiths. This fact can be well observed in the comparison with Tilt Depth, in which the lows in the Bouguer anomaly map do not always correlate with the larger basement depths (Fig. 15). The gravity low located in the northwesternmost portion of the airborne survey area, coincident with the THG of gravity data and Euler solutions for the same data, can be interpreted as the expression of the Batã fault (Fig. 4A, Fig. 5A, Fig. 11A). Both Euler solutions, the Matched Filter for the THG gravity data and the radial power spectrum, indicate that this fault is as deep as 5 to 6 km, at least. The thickest sedimentary deposits occur in this region and it is possible to establish the exact limits of the Jaquirana and Central troughs interpreted by the seismic data (Fig. 15) and realize that they have a significantly larger area than originally proposed (Cf. Wanderley Filho *et al.*, 2010). Both the magnetic anomaly and the TDR grids indicate an expressive difference in magnetic susceptibility, with dominantly higher and lower values in the southern and northern portions, respectively (Fig. 15). Such differences may be correlated with the compositional and magnetization changes, which coincide with higher Tilt depths where the basement reaches shallower depths south of latitude 9°S.

From an exploratory viewpoint, the portion north of 9°S presents the greatest potential for hydrocarbons since it exhibits larger preserved sedimentary thickness (Fig. 9) and is



especially affected by deformations on its west margin, close to the Batã fault (Fig. 13), which generated faults and folds likely to be associated with the eventual structural style of hydrocarbon traps (Oliveira, 1994; Oliveira *et al.*, 1997; Vasconcellos *et al.*, 2018). The main source-rocks of the Acre Basin are believed to be associated with Devonian deposits related to the Cabanilla and Jandiatuba formations of the Ucayali and Solimões basins, respectively, Ambo Formation in the Ucayali and Marañón basins, besides the Cruzeiro do Sul Formation of the Acre Basin, analogous to a black shale level with good source rock potential in the Ene Formation, in the Ucayali Basin (Fig. 2) (Maia *et al.*, 1977; Cunha, 2007; Milani and Zalán, 1999; Cardoso *et al.*, 2013; McGroder *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018; Vasconcellos *et al.*, 2018; Muniz *et al.*, 2018). Thus, considering that the source-rocks would be associated with Paleozoic deposits, the shallow depths in the basement region south of latitude 9°S reduce the prospects for preservation or adequate maturation of organic matter due to low burial. This assessment is reinforced by the occurrence of relatively high geothermal gradients, between 22 to 32 °C/km in the basin northern portion, indicating favorable conditions for hydrocarbon maturation (Mathalone and Montoya, 1995; Pimentel and Hamza, 2010). On the other hand, our data demonstrate for the first time the occurrence of isolated lows in the southern portion of the basin basement (Fig. 9A), which may occasionally serve as targets for hydrocarbon exploration campaigns. Furthermore, the possibility of a migration of hydrocarbons from north to south must be considered. However, this basin portion is almost completely devoid of seismic data coverage, does not have any drilled exploratory well, thus lacking geochemical and stratigraphic studies that can adequately characterize its economic potential.

#### 4.6.2 *Western Amazon Foredeep*

The EGM2008 associated with the airborne gravity survey data were used to extend the area beyond the limits of the airborne survey and perform an integrated regional analysis within the sub-Andean context (Fig. 16A). The joint analysis of the data indicated a good fit between local and regional data while allowing to conclude that the Iquitos Arch continues from the Marañón Basin with an NW trend towards the Acre Basin, through correlation with the positioning proposed by Stewart *et al.* (2018) for Marañón Basin, thus expanding the interpretations made by these authors based on the integration of land gravity stations and airborne magnetic surveys, beyond the borders of the sub-Andean basins. Additionally, our interpretation of the Iquitos Arch is compatible with the location of the forebulge and its distance from the thrust front related to the Eastern Cordillera indicated in the main lithospheric flexure models for the Central Andes region (Roddaz *et al.*, 2005; Chase *et al.*, 2009; DeCelles, 2012), based on Geoid, considering a single spherical plate. However, despite our data not delineating the exact width and contour of the forebulge, which according to the flexural models should have a similar width to that of the foredeep depozone (e.g., Turcotte and Schubert, 2002; Watts 2001), we consider that the main gravity high with general NW-SE trend is directly related to the axis of maximum amplitude of the forebulge depozone. This relationship is evidenced when comparing the 2.5D joint forward modeling with the Bouguer anomaly map (Fig. 4A and Fig. 14), where the Moho uplift delimited during modeling has a longer extent than its expression in the gravity maps despite the apparent alignment between the maximum amplitude axes. The absence of topographic elevation, drilled exploratory wells and seismic sections that cross the entire transverse extent of the interpreted Iquitos Arch makes it difficult to assess the height of the flexural forebulge. However, the modeled height of Moho exceeds the flexural model predictions (Roddaz *et al.*, 2005;

Stewart and Watts, 1997; Chase *et al.*, 2009; Sacek and Ussami, 2009). This suggests locally nonelastic mechanisms of forebulge uplift related to faults and reactivated basement structures in a model analogous to that proposed for the modern Central Andean foreland basin system (Horton and DeCelles, 1997). Part of this complexity can be explained by the Cenozoic reactivation of structures inherited from the Jurassic basement high (Erlich *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018).

Other factors, such as the Peruvian flat-slab, do not seem to exert a great influence on the region's flexural model (Fan *et al.*, 1996) and the apparent inadequacy of a simple flexural upward in an elastic lithospheric plate model and isostatic compensation in the Acre Basin (Sacek and Ussami, 2009; Albuquerque *et al.*, 2017) is justified by both the Early Jurassic extensional deformation and the Juruá orogeny. Despite the limitation of seismic data, it is possible to see in the gravity data that there is an alignment between the stepover of the Iquitos Arch in the northern portion of the Acre Basin between 7°S and 8°S latitudes (Fig. 4A, numbers 1, 2 and 3) and the structures related to the Juruá orogeny: Paraguá High, Solimões megashear and Jutáí Arch (Fig. 16A). Furthermore, the sharp bend in the overall trend of the gravity high at about 9.1°S and 70.2°W causing a change to WNW trend south of 9.1°S (Fig. 4A, numbers 3, 4 and 5) and the gravity low showing a WNW trend that breaks the main gravity high between 9°S - 10°S, near 68°W (Fig. 4A, number 5), reinforce the interpretation that the positioning of the Iquitos Arch in the Acre Basin is controlled by old structures. This association is inherent to the inboard advance of Andean deformation within continental plate interiors is largely related to inherited properties of preexisting structural anisotropies, which in turn are critical for strain localization in the thrust belt and adjacent foreland (Horton *et al.*, 2022; Horton and Folguera, 2022).

This event is associated with the final separation between Gondwana and Laurasia continents during the Late Jurassic and resulted in expressive deformations and erosions both in the Brazilian basins of Solimões and Acre, as well as in the sub-Andean basins of the Central Andes (Caputo, 1991; 2014; Mathalone and Montoya, 1995; Jacques, 2003; Erlich *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018), being correlated in age with the Nevadan orogeny in Western North America (Schweickert *et al.*, 1984; Tobisch *et al.*, 1987; Mathalone and Montoya, 1995; Erlich *et al.*, 2018). In this context, the Solimões megashear is the main structure, characterized by a sinistral strike-slip fault zone with N78°E trend, in which both Jutaí Arch and Paraguá High are genetically related, exhibiting a parallel alignment. These transpressive highs are possibly related to changes in wrench strike with reference to stress direction (Caputo, 1991; Caputo and Silva, 1991). In turn, the Carauari High has an N-S trend and represents an important depocenter divider in the Solimões Basin, possibly resulting from a peripheral uplift related to the thick diabase sills, intruded during the Late Triassic (Caputo, 2012).

The Paraguá High and the Iquitos Arch resulted in an identical shape in the joint forward modeling (Fig. 13 and Fig. 14), being visible even at the greatest depths of the Matched Filter (Fig. 7) and therefore, may indicate that the arch arrangement was influenced by deep crustal structures inherited from the Juruá orogeny. The gravity high in the Acre Basin westernmost portion (Fig. 4A, number 6, Fig. 13) shows a continuity towards the Ucayali Basin and the southeastern boundary of the Marañón Basin (Fig. 16A), confirming that this high is an expression of the Contaya Arch, (Zelasco, 2010; Stewart *et al.*, 2018). Thus, the alignment between the THG of gravity data and the Batã fault (Fig. 5A) is positioned on the margin of the Contaya Arch corroborating the interpretations of Oliveira (1994), along with the Divisor Fault parallel structure. This fact explains the uplift of the geomorphological feature named Divisor range (*Serra do*

*Divisor*), responsible for eroding the Cenozoic deposits in this region of the Acre Basin (Fig. 1) (Oliveira, 1994). Wanderley-Filho *et al.* (2010) attribute this absence of the Solimões Formation to reactivations of the Divisor and Batã faults during the Andean orogeny in the Miocene to the Pliocene.

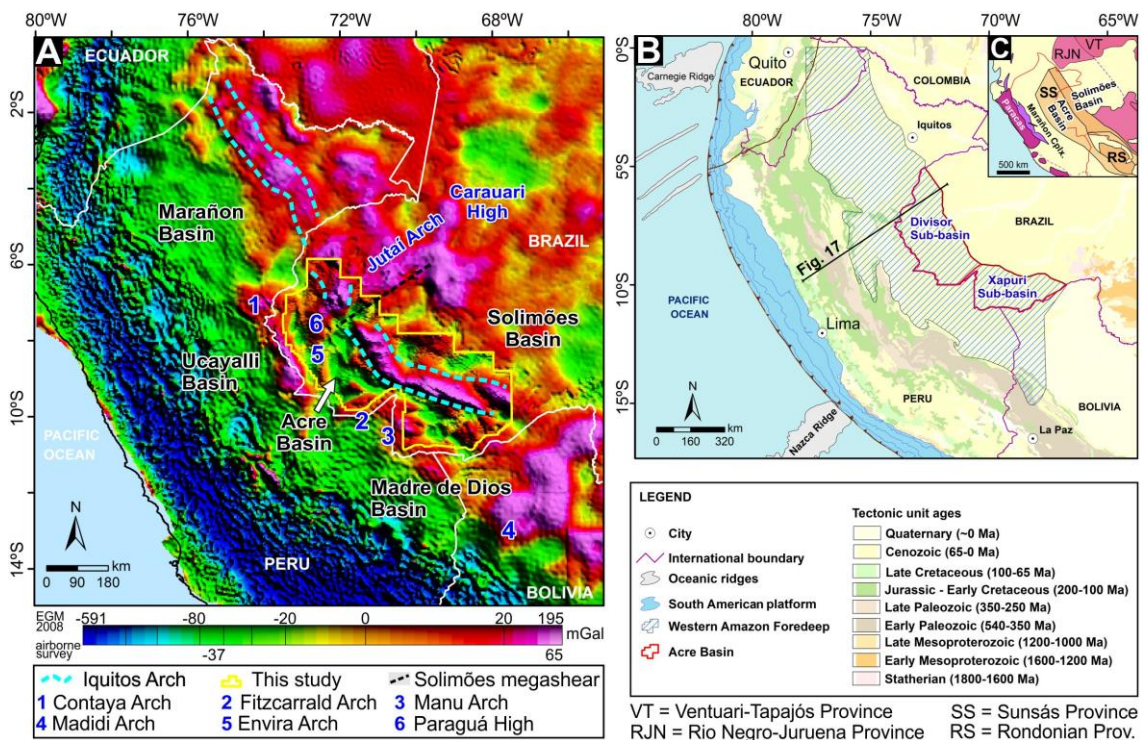


Fig. 16. **A:** Regional configuration of the Acre Basin showing the good fit between the Bouguer anomaly grid obtained by the airborne survey used in this research and the Bouguer anomaly grid obtained from EGM2008. Note the extent of the Iquitos Arch from the Marañón Basin, which limits the Acre Basin to the east regarding the Solimões Basin and the structural highs and arches that limit it to the west regarding the sub-Andean basins. **B:** Position of the Acre Basin and its sub-basins regarding the Western Amazon Foredeep, installed in the region as a result of the advance of the Andean orogeny from the Neogene. **C:** Major geochronological provinces in the west of the Amazonian Craton, with a proposal to extend the Sunsás domain towards the Acre Basin (Modified after Cordani *et al.*, 2000) parallel to that proposed by Hurtado *et al.* (2018) for the Rondonian - San Ignacio Mobile Belt.

Considering the purely foreland basin context, the proximal (western) edge of the basin must be a transition into the Marañón, Ucayali and Madre de Dios basins, making it difficult to establish a single fixed boundary between the Acre Basin and the sub-Andean basins. Furthermore, the east boundary has likely not been fixed but varied

through time, with progressive eastward onlap leading to a transitory distal edge of the basin (e.g., DeCelles and Giles, 1996; Roddaz *et al.*, 2005; Horton, 2022). Although, the Acre Basin does not appear to have structural boundaries in the conventional sense, the characterization of the regional basement allowed to define important structural features (Fig. 16A). To the west, the basin transitions with the Marañón and Ucayali basins across the Contaya Arch. To the southwest, its transition with the Madre de Dios Basin is made by the Fitzcarrald and Manu arches. The Manu Arch corresponds to a structure located in the northwest part of the Madre de Dios Basin, with a general NW-SE trend, being characterized by an uplift that exposed crystalline basement rocks along their axes during the late Permian to late Cretaceous (House *et al.*, 2000). The positioning of these arches agrees with Stewart *et al.* (2018) and despite having different ages, they represent important highs in the basement of the transition region between the two basins. Towards the east, the basin transitions to the Solimões Basin through the Iquitos Arch (Fig. 14) that was established during the Late Miocene (Roddaz *et al.*, 2010). Caputo (2014) attributes the eastern limit of the Acre Basin to the Envira Arch (Supplementary data 1), which would correspond to a basement uplift responsible for the erosion of the Ordovician-Jurassic succession in the Late Jurassic. Evidence of this arc was found in our data during this research, limited to the westernmost portion of the airborne survey (Fig. 16 A). However, the Iquitos Arch occurs throughout the region of the Acre Basin (Fig. 16A), being related to changes of the source area and depositional systems amid the Andean tectonic influence (e.g., Hoorn *et al.*, 2010; Bissaro-Júnior *et al.*, 2019; Horbe *et al.*, 2013, 2019; Albert *et al.*, 2018; Hurtado *et al.*, 2018). Thus, the Iquitos Arch, which also establishes the northern boundary of the sub-Andean Marañón Basin, seems to be the most suitable structure for establishing the transition between the Acre and Solimões Basins. Strictly speaking, the Cenozoic arches or those reactivated during the Cenozoic

(Zelasco, 2010; Roddaz *et al.*, 2005; Stewart *et al.*, 2018) that border the Acre Basin are analogous to the classically proposed boundaries between the sub-Andean basins of Marañón, Ucayali and Madre de Dios.

Therefore, this study proposes to divide the Acre Basin into Divisor and Xapuri sub-basins to the north and south of the Fitzcarrald Arch, respectively, (Fig. 16B) to stress the differences in magnetic patterns and basement depths (Fig. 15), as well as express the differences in economic potential and demarcate distinct tectonic compartments. This regional arch was established from the subduction of the Nazca Ridge in the Late Miocene to Pliocene and defines the boundary between the Ucayali and Madre de Dios Basins (Espurt *et al.*, 2007, 2010; Bishop *et al.*, 2017). Thus, the Acre Basin now has a minimum area of approximately 165,000 km<sup>2</sup>, of which 90,000 km<sup>2</sup> belong to the Divisor Sub-basin and 75,000 km<sup>2</sup> are related to the Xapuri Sub-basin. Some authors consider as the Acre Basin only the Silurian to Jurassic deposits preserved in the extreme northwest (Supplementary data 1), between the Batã and Divisor faults (Peres *et al.*, 1982; Oliveira, 1994) which coincides with the main gravity low and the greatest magnetic basement depths, where the Central and Jaquirana troughs and wells L008, L10-2 and L10-1 occur (Fig. 4A, Fig. 9A, Fig. 15E, Fig. 16A). However, wells and more recent seismic sections indicate that the Cisuralian Cruzeiro do Sul Formation and pre-carboniferous deposits occur to the east, beyond the area proposed by these authors (Fig. 2, Fig. 10, Fig. 13C). Others consider only the northern portion of the Fitzcarrald Arch (Miura, 1972; Cunha, 2007) and name the southern (Mohriak *et al.* 1995; Roddaz *et al.* 2005; Schneider *et al.*, 2018) or southwesternmost (Zalán, 2004) portions as Madre de Dios Basin (Supplementary data 1). Later, the ANP started to use this name in its bidding rounds for exploration and production of oil and natural gas. However, the separation between the Peruvian and Bolivian basin and the southern portion of the basin located within the

Brazilian territory seems to be very well established by the Manu Arch (Fig. 16A), which corresponds to a basement uplift developed during the Late Permian (House *et al.*, 2000). Also, an eventual expansion of the Madre de Dios Basin area towards the Brazilian territory generates operational and criterium confusion since the Acre Basin portion located north of Fitzcarrald Arch did not receive the sub-Andean Marañón and Ucayali nomenclature in previous studies while both, the Contaya Arch that establishes the northern boundary and the Manu Arch, coincide with the approximate position of the geographical boundaries between countries. More recently, Albert *et al.* (2018) named Alto Madeira Basin the southern portion of the Fitzcarrald Arch while Li (2011), when delimiting regions with potential for hydrocarbon accumulation, represents the Acre Basin as being formed by the Putumayo and Acre-Beni basins. However, the Madeira River does not directly run through the area of the airborne survey used in this paper and the Acre Basin does not border the Beni and Putumayo basins. Furthermore, the almost complete lack of knowledge of the depositional history of the region south of the Fitzcarrald Arch does not justify, so far, the dismemberment of the study area into distinct sedimentary basins. Thus, our subdivision proposition uses data covering the entire westernmost area of Brazil and differs in that it is based mainly on basement structures and sedimentary thicknesses.

Considering the Marañón-Ucayali-Acre Andean foreland system, the preserved sedimentation area increases to about 900,000 km<sup>2</sup> (Milani and Thomaz Filho, 2000), between 5°S and 15°S. When assessing the depozones of the foreland basin system and the paleoenvironmental implications of the dynamic evolution of the Iquitos Arch to the Marañón Basin, Roddaz *et al.* (2005) classified this basin in a foredeep context from Neogene towards the present-day. By analogy, when specifically assessing the Acre Basin and the regional position of the Iquitos Arch, we identify the Acre Basin as part of



a large foredeep with an area of approximately 745,000 km<sup>2</sup>, covering parts of Bolivia, Peru, Brazil, Ecuador and Colombia (Fig. 16B). Here, this large system is referred to as the Western Amazon Foredeep, bordering the Iquitos forebulge on the east and the wedge-top basins of Peru and Bolivia on the west (Fig. 17) (*e.g.*, Mathalone and Montoya, 1995; Jacques, 2003; McGroder *et al.*, 2013; McClay *et al.*, 2018). Thus, the Solimões Basin to the east of the Iquitos Arch would be classified, based on the concept of a foreland basin system, as a backbulge depozone (*sensu* DeCelles and Giles, 1996), established during a tectonic process that began probably in the Late Miocene (Roddaz *et al.*, 2010). In this context, the reactivation of the basement-controlled reverse Batã and Divisor faults took place due to the compressional tectonics during the Quechua phase of the Andean orogeny in the Miocene-Pliocene (Oliveira *et al.*, 1995), which could be interpreted as evidence of a wedge-top depozone. However, these faults are more a product of reactivation than a fault originated in the basement during the Andean deformation associated to a thrust front (Oliveira, 1994). This leads us to classify the Acre Basin, as part of the foredeep depozone, in accordance with previous propositions (Cordani *et al.*, 1984; Horton and DeCelles, 1997; Roddaz *et al.*, 2005; Roddaz *et al.*, 2010; DeCelles, 2012). Furthermore, an interpretation considering the extent of the wedge-top depozone to the Batã Fault would expand the area of the foredeep depozone towards the Amazonian Craton by hundreds of kilometers, which would make elastic lithospheric plate flexure models unfeasible (Horton and DeCelles, 1997; Roddaz *et al.*, 2005; Chase *et al.*, 2009) and shift the forebulge positioning far east of the proposed for the region (Roddaz *et al.*, 2005; DeCelles, 2012; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018).

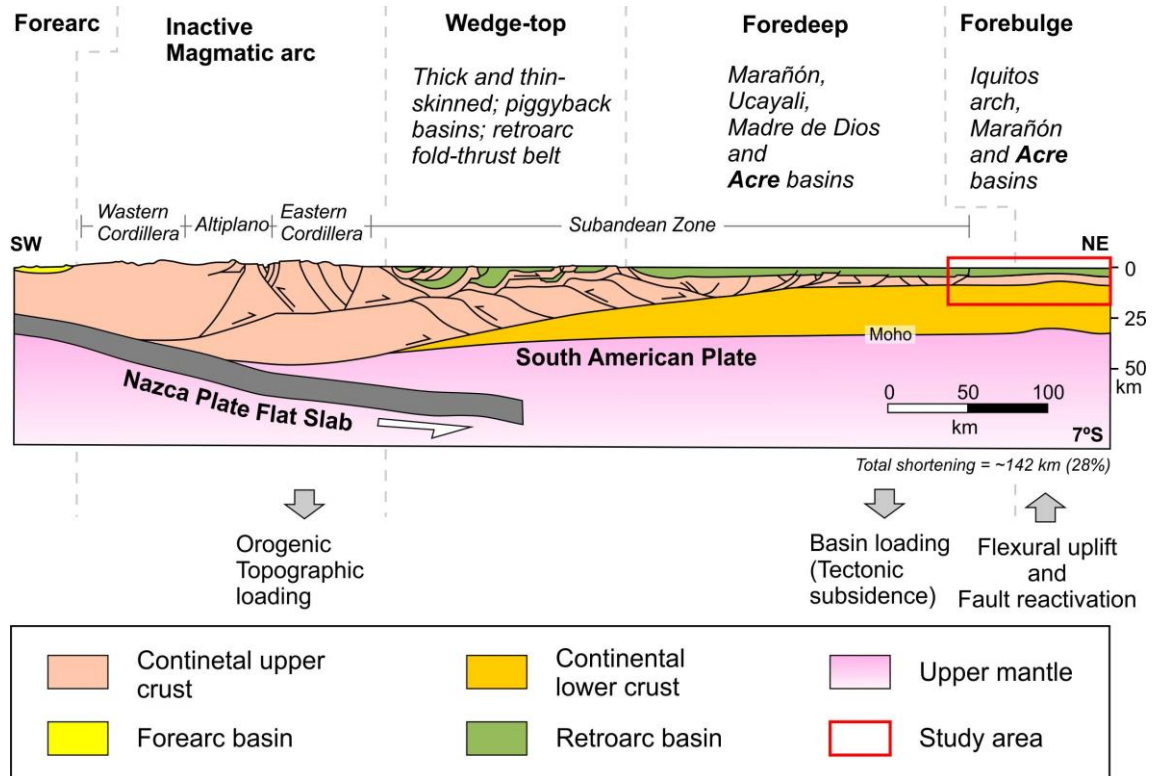
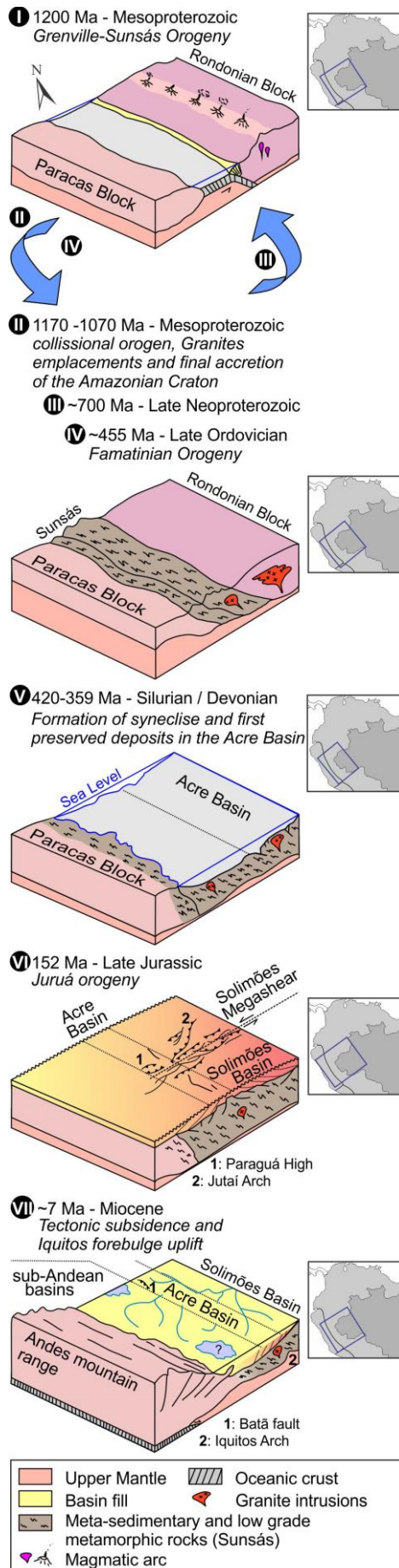


Fig. 17. Balanced cross-section of the central Andes (Modified after Eude *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018; Horton, 2018b), showing the tectonic configuration along the western margin of South America and retroarc foreland system, with emphasis on the Acre Basin (red rectangle) and the local uplift of the mantle associated with the formation of the Iquitos Arch. Depozones based on Roddaz *et al.*, (2005) and Roddaz *et al.*, (2010). The location of the cross-section is shown in Fig. 16B.

Finally, the integrated data presented in this paper and the regional evolution models (Cf. Jaillard *et al.*, 2000; Boger *et al.* 2005; Cunha, 2007; Ramos, 2008, 2018; Roddaz *et al.*, 2010; Zamora and Gil, 2018) allowed to reconstruct the evolution of the lithosphere in the region where the Acre Basin is currently located (Fig. 18). This process can be summarized in the following stages: i-iv) Establishment of the metamorphic basement and associated granitogenesis through the collision between the Paracas and Rondonian blocks during the Sunsás orogeny in the Neoproterozoic and later during the Late Ordovician in the Famatinian orogeny; v) Preservation of the first deposits in the Late Silurian during the tectonic synclises stage; vi) Uplift and erosions related to Juruá

orogeny, and vii) Andean deformation and development of the foreland basin setting from the Miocene to the present-day.

Fig. 18. Schematic geodynamic evolution of the crustal region where the Acre Basin is implanted nowadays, from (i-ii) the crustal accretion related to the Sunsás orogeny during the Mesoproterozoic, passing through (iii-iv) the Famatinian orogeny in the Ordovician, (v) the beginning of the basin as it is recognized at present in the Late Silurian/Early Ordovician, (vi) the uplift related to Juruá orogeny, until (vii) the establishment of the Andean foreland system (Based on Jaillard *et al.*, 2000; Boger *et al.* 2005; Cunha, 2007; Ramos, 2008, 2018; Roddaz *et al.*, 2010; Zamora and Gil, 2018; Rojas Vera *et al.*, 2019). Blue rectangles on the maps on the right indicate the approximate position in relation to the current South American platform.



#### 4.7 Conclusions

The joint geophysical analysis of potential field and seismic methods led to the characterization of the Acre Basin basement within an Andean regional model and allowed the following conclusions:

- (1) Tilt Depth estimates show a good fit with the time structure map of the top of the acoustic basement while identifying the thicker sedimentary deposits in the northern half of the Acre Basin and, consequently, the larger basement depths compared to the southern half of the Fitzcarrald Arch. Thus, this technique proved to be a viable alternative for recognizing the structural basement framework, compensating for the limited seismic coverage data and wells.
- (2) The dominance of meta-sedimentary and low-grade metamorphic rocks and granites is compatible with the basement characteristics modeled for the Marañón, Ucayali and Madre de Dios basins, and indicates that the sub-Andean and Acre basins share, in general, basement with similar lithological composition.
- (3) Our data suggest that the Sunsás Province of the Amazonian Craton extends towards the Acre Basin. In this way, the basin basement is associated with rocks generated during the Sunsás event and smaller allochthonous crustal blocks related to Rodinia amalgamation.
- (4) The depth estimation techniques using geophysical data produced values between 2.2 and 22 km for groups of potential sources and modeled Moho depths between 28 and 37 km, revealing the complexity of the crustal framework in the study area, thinner next to the regional tectonic arches. The Batã Fault and Iquitos Arch are clearly controlled by deep structures in the basement.

- (5) Both east and west, the Acre Basin is marked by arches (Iquitos, Contaya and Fitzcarrald arches) and Cenozoic basement highs produced by thrust faults or reactivated during the Cenozoic by the Andean orogeny (Manu Arch). This delimitation resulted in a minimum total area of 165,000 km<sup>2</sup> for the Acre Basin, following the same criteria classically adopted for delimiting the sub-Andean basins. Differences in basement depths and magnetic susceptibility led to the delimitation of the Divisor and Xapuri Sub-basins to the north and south of the Fitzcarrald Arch, respectively, to group distinct tectonic-sedimentary evolutions and exploratory potentials.
- (6) Finally, it is possible to conclude that, the Acre Basin integrates the Andean foreland basin system, specifically as part of a large foredeep depozone with an area of approximately 745,000 km<sup>2</sup>, here named the Western Amazon Foredeep and involving at least three other sub-Andean basins. This methodology proved to be extremely valuable for understanding the role of the basement in the reconstruction of the tectono-sedimentary framework and can be fully replicated for other types of sedimentary basins, especially in areas with low coverage of seismic surveys.

#### 4.8 Acknowledgments

The authors thank the Institute of Geosciences of the *Universidade de Brasília* (IG/UnB) for providing the infrastructure required to conduct this research. This study was partially financed by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brazil (CAPES) - Finance Code 001. RMV is grateful to CNPq (*Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico*) for the grant provided (process

311867/2021-9). Additionally, the authors thank the ANP (*Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis*) through its BDEP (Exploration and Production Database) for providing the data used in this research. We also thank Professors Marcelo Pinto, Reinhardt Fuck, Julia Curto, Valmir Souza, Ruth V. Kakogiannos and geologist M.Sc. Vitor Alves for the critical review and suggestions in the draft version of the manuscript. The manuscript was greatly improved by the critical reviews of Brian Horton, Patrice Baby and an anonymous reviewer.

### **Data availability statement**

The wells, 2-D seismic, airborne and ground gravity and magnetic datasets that support the findings of this study are available upon request from the ANP (<http://www.anp.gov.br/>). Data extraction from EGM 2008 was provided by BGI under request (<https://bgi.obs-mip.fr/>). The shapefiles of geological maps were provided by the *Serviço Geológico do Brasil - CPRM* (<https://geosgb.cprm.gov.br/>). The basement depth grid, the geophysical lineaments and basin classification shapefiles are available from the corresponding author upon request.

### **4.9 References**

- Albert J. S., Val P., Hoorn C. 2018. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. *Neotropical Ichthyology*, 16(3): e180033 [1-23]. <https://doi.org/10.1590/1982-0224-20180033>
- Albuquerque, D.F., França, G.S., Moreira, L.P., Assumpção, M., Bianchi, M., Barros, L.V., Quispe, C.C., Oliveira, M.E., 2017. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 79, 431–442. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.019>
- Allen, P.A. and Allen, J.R. 2005. *Basin analysis: principles and applications*. 2<sup>nd</sup> ed. Blackwell Science Ltda. Oxford. 549p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simp. de Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande – PB, Atas, 363-391.

- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, Y. de M.; Marotta, G. S.; França, G.S.; Vidotti, R.M.; Fuck, R.A. 2021. Crustal thickness estimation and tectonic analysis of the Amazonian Craton from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences* 111, 103449. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103449>
- Arkani-Hamed, J. 1988. Differential reduction-to-the pole. *Geophysics*, 53, 1592–1600. <https://doi.org/10.1190/1.2399370>
- Armijo R.; Lacassin R.; Coudurier-Curveur A.; Carrizo D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews* 143, p 1–35. 8. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F.L., Sand França, G., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V., 2013a. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *J. South Am. Earth Sci.* 43, 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julià, J., 2013b. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Baby P., Guyot J.L., Héral G. 2009. Tectonic control of erosion and sedimentation in the Amazon Basin of Bolivia. *Hydrol. Process.* 23, 3225–3229. <https://doi.org/10.1002/hyp.7391>
- Baby, P., Calderón, Y., Hurtado, C., Louterbach, M., Espurt, N., Brusset, S., Roddaz, M., Brichau, S., Eude, A., Calves, G., Quispe, A., Ramirez, L., Bandach, A., Bolaños, R., 2018. The Peruvian sub-Andean Foreland basin system: structural overview, geochronologic constraints, and unexplored plays. In: Zamora, G., McClay, R., Ramos, V.A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa Oklahoma, pp. 91–120. <https://doi.org/10.1306/13622118M1173767>.
- Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J., 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Rev. Bras. Geociências* 37, pp. 639-649. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007374639649>
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Salina A.S., Ramiro Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *J. South Am. Earth Sci.*, 29: 28-46. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.006>
- Bettencourt J. S., Teixeira W., Ruiz A.S. 2020. O caráter crustal policíclico do sudoeste do Amazonian Craton. In: Bartorelli A.; Teixeira W., Brito Neves B. B. de.



- Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. Solaris Ed., São Paulo. p. 122-135.
- Bicudo, T.C., Sacek, V., Almeida, R.P. De, Bates, J.M., Ribas, C.C., 2019. Andean Tectonics and Mantle Dynamics as a Pervasive Influence on Amazonian Ecosystem. *Scientific Reports, Nature*, 16879: 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53465-y>
- Bishop B. T., Beck S. L., Zandt G., Wagner L., Long M., Antonijevic S. K., Kumar A., Tavera H. 2017. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere*, 13(5): 1392–1407. <https://doi.org/10.1130/GES01440.1>
- Bissaro-Júnior M., Kerber L., Crowley J. L., Ribeiro A.M., Ghilardi R. P., Guilherme E, Negri F. R., Filho J. P. S., Hsiou A. S. 2019. Detrital zircon U–Pb geochronology constrains the age of Brazilian Neogene deposits from Western Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 516: 64-70. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.11.032>
- Blakely R.J. 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: Cambridge University Press, London. 441p.
- Blakely R.J.; Connard G.G.; Curto J.B. 2016. *Tilt Derivative Made Easy*. Geosoft Technical Publications, 4: 1-4.
- Boger, S.D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, E., Fanning, C.M. 2005. U–Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolivia: Evidence for the allochthonous origin of the Paragua block. *Precambrian Research*, 139, 121–146. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.05.010>
- Boschman, L.M. 2021. Andean mountain building since the Late Cretaceous. A paleoelevation reconstruction. *Earth-Sci. Rev.* 220, 103640. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103640>
- Brito Neves, B.B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research* 5, 175–196. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70901-1](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70901-1)
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Thomaz, A.F. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: A case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics* 1(3), 495–510. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(84\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0264-3707(84)90021-8)
- Bulhões E. M. and Amorim W.N. de. 2005. Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 6p.
- Caputo, M. V. 1991. Solimões megashear: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology*, v. 19, p. 246–249. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0246:SEMITI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0246:SEMITI>2.3.CO;2)

- Caputo, M. V. 2012. Arcos e tectônicas relacionadas às bacias do norte do Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia 46º - SBG Resumo [CD ROM] Santos, 2012.
- Caputo, M.V. 2014. Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 181-190. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001>
- Caputo, M.V. and Silva, O.B. da. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. Raja Gabalia, G.P. and Milani, E.J. (eds.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Ed. Gávea, PETROBRÁS. p.169-193.
- Caputo M.V. and Soares E.A.A. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2): 301-328. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160066>
- Cardoso, L.S., Chira-Oliva, P., Cruz, J.C. 2013. Geomodelagem sísmo-estrutural 2,5-D de uma determinada área da Bacia do Acre (Brasil) a partir de dados reais. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society. p. 647-652. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-134>
- Castro, D. L. de, Fuck, R. A., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. R., Dantas, E. L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, v. 614, p. 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>
- Catuneanu, O. 2004. Retroarc foreland systems - evolution through time. *Journal of African Earth Sciences* 38, 225–242. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004>
- Chamani, M.A.C. 2020. O Lineamento Transbrasiliiano: um elemento chave na evolução da Plataforma Sul-Americana. In: Bartorelli A.; Teixeira W., Brito Neves B. B. de. *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. Solaris Ed., São Paulo. p. 181-202.
- Chase, C.G., Sussman, A.J., Coblentz, D.D. 2009. Curved Andes: geoid, forebulge, and flexure. *Lithosphere*, v. 1, p. 358–363 <https://doi.org/10.1130/L67.1>
- Chew D.M., Cardona A., Miškovic A. 2011. Tectonic evolution of western Amazonia from the assembly of Rodinia to its break-up. *Int. Geol. Rev.*, 53(11/12): 1280–1296. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.527630>
- Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D., 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *J. South Am. Earth Sci.* 42, 260–276. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.002>
- Clark D.A. and Emerson J.B. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, 22, 547-555. <https://doi.org/10.1071/EG991547>
- Condie, K.C. 2013. Preservation and Recycling of Crust during Accretionary and Collisional Phases of Proterozoic Orogens: A Bumpy Road from Nuna to Rodinia. *Geosciences* 3, 240-261. <https://doi.org/10.3390/geosciences3020240>

- Cooper G.R.J. and Cowan D.R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers and Geosciences*, 32 (10): 1585-1591. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.02.016>
- Cordani, U.G. 2017. História Geológica do Craton Amazônico. 15th Simpósio de Geologia da Amazônia, Sociedade Brasileira de Geologia, vols. 11–16. Belém, Brazil.
- Cordani U.G.; Tassinari C.G.G.; Teixeira W.; Kawashita K.; Basei M.A.S. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, 1979, Arica (Chile). Actas. Santiago, Sociedad Geológica de Chile, 4:134-148.
- Cordani U.G.; Neves, B. B. B.; Fuck, R. A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M.B. da. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, 1-70, (Republicação, 2009) *Boletim de Geociências da Petrobras* 17(1), 133-204.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, 19–40.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Catalán, J.R.M. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. Geological Society of America Memoir 200: 297–320. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(14))
- Cordani, U.G., Fraga, L.M., Reis, N., Tassinari C.G.G., Brito-Neves, B.B. 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 143-159. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.002>
- Cordani, U.G.; Ramos, V. A.; Fraga, L. M.; Cegarra, M.; Delgado, I.; Souza, K.G. de; Gomes, F. E. M.; Schobbenhaus, C. 2016. Tectonic Map of South America at 1:5.9 M, CGMW-CPRM-SEGEMAR. <https://doi.org/10.14682/2016TEMSA>
- Cordell L. and Grauch V. J. S. 1985. Mapping basement magnetization zone from aeromagnetic data in the San Juan basin Mexico. In: Hinze, W.M. (Ed.). *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*, 16. p. 181–197. <https://doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16>.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M da S., Ferreira Junior C.R.P., Bezerra P.E.L., Costa M.L. da, Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, 4-2, 23-44. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.199>
- Costa, I.S.L.; Rocha, M.P.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L. 2020. Lithospheric structure of the southern Amazonian Craton from multiple-frequency seismic tomography: Preliminary insights on tectonic and metallogenic implications. *Journal of South*

- American Earth Sciences, 101. 102608. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102608>
- Cowan D.R. and Cowan S. 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 24: 429-436. <https://doi.org/10.1071/EG993429>
- Cunha, P.R. da C., 2007. Bacia do Acre. *Bol. Geociencias da Petrobras* 15: 207–215.
- Curto, J.B. 2015. O Lineamento Transbrasiliano na Bacia do Paraná: compartimentação crustal do basement e reativações fanerozóicas. Tese (Doutorado - Doutorado em Geologia), Universidade de Brasília, 190p.
- Curto, J. B., Vidotti, R. M., Blakely, R. J., Fuck, R. A. 2015a. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, v. 655, p. 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.011>
- Curto J.B.; Diniz, T.; Vidotti R.M.; Blakely R.J.; Fuck R.F. 2015b. Optimizing depth estimates from magnetic anomalies using spatial analysis tools. *Computers and Geosciences* 84: 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.07.018>
- D'Agrella-Filho, M. S.; Trindade, R. I. F.; Elming, S.-Å.; Teixeira, W.; Yokoyama, E.; Tohver, E.; Geraldés, M. C.; Pacca, I. I. G.; Barros, M. A. S.; Ruiz, A. S. 2012. The 1420 Ma Indivaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, 22(3): 956–973. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.022>
- D'Agrella-Filho, M. S.; Bispo-Santos, F.; Trindade, R. I. F.; Antonio, P. Y. J. 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2): 275–299. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160055>
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- DeCelles, P.G. 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. Busby, C. and Pérez, A.A. (Eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, First Edition*. Blackwell Publishing Ltd. 664p. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch20>
- Dentith M. and Mudge, S. 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*, AusIMM Bulletin, Cambridge University Press, Cambridge. 425p.
- Dewangan, P., Ramprasad, T., Ramana, M.V., Desa, M., Shailaja, B., 2007. Automatic interpretation of magnetic data using Euler deconvolution with nonlinear background. *Pure Appl. Geophys.* 164, 2359–2372. <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0264-x>
- Erlich, R. N., J. Fallon, and P. O'Sullivan. 2018. Stratigraphy and LA-ICP-MS Zircon U-Pb provenance of Middle Permian to Maastrichtian sandstones from outcrop and subsurface control in the sub-Andean basins of Perú, in G. Zamora, K. R. McClay and V. A. Ramos, eds., *Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of*

- Perú and Bolivia: AAPG Memoir 117: 179–226.  
<https://doi.org/10.1306/13622121M1173769>
- Esput, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoini, P.O., Salas-Gismondi, R., Bolaños, R. 2007. How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35, 515–518.  
<https://doi.org/10.1130/G23237A.1>
- Esput, N., Baby, P., Hermoza, W., Bolan, R., Uyen, D., De, J., 2008. Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru. *Tectonics* 27: 1–21.  
<https://doi.org/10.1029/2007TC002238>
- Esput N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W. Barbarand J. 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 89–100.
- Eude, A., M. Roddaz, S. Bricchau, S. Brusset, Y. Calderon, P. Baby, and J.-C. Soula. 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics*, 34, 715–730. <https://doi.org/10.1002/2014TC003641>
- Fan, G., Wallace, T., Beck, S., Chase, C.G. 1996. Gravity anomaly and flexural model: Constraints on the structure beneath the Peruvian Andes: *Tectonophysics*, 255, p. 99–110. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00082-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00082-8)
- Feijó, F.J. and Souza, R.G. de. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8 (1): 9-16.
- Ferreira, L.; Vidotti, R.M.; Abreu, C.J.; Marotta, G.S.; Dantas, E.L. 2019. Água Bonita pull apart basin and its relationship to Transbrasiliano Lineament. *Jour. of South Am. Earth Sci.*, 89: 63–75. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.007>
- Foley S.F., Buhre S., Jacob D.E. 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature* 421, 249–52. <https://doi.org/10.1038/421230b>
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Res.* 160, 108–126.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.018>
- Gansser A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93-131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Garziona, C.N.; McQuarrie, N.; Perez, N.D.; Ehlers, T.A.; Beck, S.L.; Kar, N.; Eichelberger, N.; Chapman, A.D.; Ward, K.M.; Ducea, M.N.; Lease, R.O.; Poulsen, C.J.; Wagner, L.S.; Saylor, J.E.; Zandt, G.; Horton, B.K. 2017. Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Implications for the Growth of Plateaus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 45:1, 529-559.  
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020612>

- Geraldes M.C., Teixeira W., Matos R. 2020. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas graníticas da orogenia San Ignacio (Bolivia). *Revista Geociências*, 39(1): 1-19. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i1.12805>
- Gerya, T. 2010. *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press. First edition, Edinburgh, UK. 345p.
- Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2016. GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophys. Geod.* 60, 228–247. <https://doi.org/10.1007/s11200-015-1114-4>.
- Gómez J.; Schobbenhaus C.; Montes N.E. (eds.). 2019. *Geological Map of South America 2018*. Scale 1:5 000 000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil, Paris. DR-Rom.
- Gunn P.J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23: 300-312. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1975.tb01530.x>
- Hasui Y. 2012. Amazonian Craton: Províncias Rio Branco e Tapajós. In: Hasui Y.; Carneiro C.D.R.; Almeida F.F.M. de; Bartorelli A. (Eds.). *Geologia do Brasil*. Editora Beca. pp. 112–122.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. 2006. The differentiation and rates of generation of the continental crust. *Chemical Geology* 226, p. 134-143. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.017>
- Hawkesworth C. J., Cawood P. A., Dhuime B. 2020. The Evolution of the Continental Crust and the Onset of Plate Tectonics. *Front. Earth Sci.* 8, p. 1-23. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00326>
- Hermoza, W.; Baby, P.; Espurt, N.; Martinez, E.; Bolaños, R. 2006. Lateral variations in the subandean deformation of the Ucayali Basin: a complex fold-thrust belt and inverted system. *Sociedad Geológica del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos*, p.291-294.
- Hinze, J.W., R. R. B. Vonfresse, and A. H. Saad, eds. 2013. *Gravity data processing., Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press, 512p.
- Hoorn, C.; Roddaz, M.; Dino, R.; Soares, E.; Uba, c.; Ochoa-Lozano, D.; Mapes, R. 2010. The Amazonian Craton and its influence on past fluvial systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, 103-122. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch7>
- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A, Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change,

- landscape evolution, and biodiversity. *Science*, 330: 927–31. <https://doi.org/10.1126/science.1194585>
- Horbe A.M.C., Motta M.B., Almeida C.M. de, Dantas E.L., Vieira L.C. 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia, Brazil: Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River. *Sedimentary Geology* 296: 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.07.007>
- Horbe A.M.C., Roddaz M., Gomes L.B., Castro R.B., Dantas E.L., Carmo D.A. do. 2019. Provenance of the Neogene sediments from the Solimões Formation (Solimões and Acre Basins), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 93: 232–241. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.004>
- Horton, B.K. and DeCelles P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology* 25(10): 895–898. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2)
- Horton, B.K. 2018a. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics* 37: 402-429. <https://doi.org/10.1002/2017TC004624>
- Horton, B.K. 2018b. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews* 178: 279-309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>
- Horton, B.K. 2022. Unconformity development in retroarc foreland basins: implications for the geodynamics of Andean-type margins. *Journal of the Geological Society*, Vol. 179. jgs2020-263 <https://doi.org/10.1144/jgs2020-263>
- Horton, B.K. and DeCelles, P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25: 895-898. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2)
- Horton, B.K. and Folguera, A. 2022. Tectonic inheritance and structural styles in the Andean fold-thrust belt and foreland basin. n: Zamora, G. and Mora, A. (Eds.). *Andean Structural Styles: A Seismic Atlas*. p. 3-28. <https://doi.org/ez263.periodicos.capes.gov.br/10.1016/B978-0-323-85175-6.00001-8>
- Horton, B.K., Capaldi T.N., Perez, N.D. 2022. The role of flat slab subduction, ridge subduction, and tectonic inheritance in Andean deformation. *Geology*, V. 50. <https://doi.org/10.1130/G50094.1>
- House, N., D. Carpenter, P. Cunningham, P. Cunningham, M. Berumen. 2000. Influence of Paleozoic arches on structural style and stratigraphy in the Madre de Dios Basin in southern Peru and northern Bolivia. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 672-676. <https://doi.org/10.1190/1.1816156>
- Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R.V., Baby, P., Antoine, P.O., Dantas, E.L., 2018. Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). *Gondwana Res.* 63, 152–168. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.012>

- Isles D.J. and Rankin L.R. 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australian Society of Exploration Geophysicists. CD-ROM. 357 p.
- Jacques, J.M., 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *J. Geol. Surv. London* 160: 687–701. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-088>
- Johansson A. 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection - 1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research* 175, 221–234. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.09.011>
- Jaillard, E., G. Hérail, T. Monfret, E. Díaz-Martínez, P. Baby, A. Lavenu, and J. F. Dumont, 2000, Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Perú, Bolivia and Northernmost Chile, in U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filha, and D. A. Campos, eds., *Tectonic evolution of South America: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, p. 481–559.
- Juliani, C.; Corrêa-Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Nunes, C.M.D. 2002. The Batalha Au–granite system-Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research* 119, 225–256. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00124-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00124-9)
- Kroonenberg S.B. and Roever E.W.F. 2010. Geological evolution of the Amazonian Craton In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, 9–28. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch2>
- Lambeck, K. 1983. Structure and evolution of the intracratonic basins of central Australia. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 74, p. 843–886. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1983.tb01907.x>
- Lopez-Gamundi, O. and Lopez-Gamundi, C. 2018, Exhumation of a proximal foredeep and associated wedge-top basin evidenced by porosity versus depth trends: The Upper Cretaceous Vivian Sandstones in north-western Marañón and Santiago Basins (Peru), in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds., *Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117*, p. 251–270. <https://doi.org/10.1306/13622123M1173531>
- Li, Z. X.; Bogdanova, S. V.; Collins, A. S.; Davidson, A.; De Waele, B.; Ernst, R. E.; Fitzsimons, I.C.W.; Fuck, R. A.; Gladkochub, D. P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K. E.; Lu, S.; Natapov, L. M.; Pease, V.; Pisarevsky, S. A.; Thrane, K.; Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160, p. 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- Li, Guoyu. 2011. *World atlas of oil and gas basins*. John Wiley & Sons Ltd., Oxford. 474p
- Lima, G.A., Macambira, M.J.B., Sousa, M.Z.A., Ruiz, A.S., D’Agrella-Filho, M.S., 2019. Fissural mafic magmatism on southwestern Amazonian Craton: petrogenesis and



- <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 93, 214–231. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.004>
- Lloyd, S., Van Der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., Feng, M., 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2009JB006829>
- Macambira, M.J.B.; Teixeira, W.; Vasquez, M.L. 2020. Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. In: Bartorelli A.; Teixeira W., Brito Neves B. B. de. *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. Solaris Ed., São Paulo. p. 47-62.
- Maia, R.G.; Godoy, H.K.; Yamaguti, H.S.; Moura, P.A. de; Costa, F.S. da; Holanda, M.A. da; Costa, J. 1977. Projeto de Carvão no Alto Solimões. Relatório Final. CPRM-DNPM, Rio de Janeiro: 137 pp
- Mathalone, J. M. P. and Montoya R., M. 1995. Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoir 62: 423–444. <https://doi.org/10.1306/M62593C21>
- McClay, K.; Bohorquez, A.M.; Tamara, J.; Hammerstein, J.; Zamora, G.; Uzkeda, H. 2018. Sub-Andean thick and thin-skinned thrust systems of southeastern Peru and Bolivia-A review, in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds., *Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117*, p. 35–62. <https://doi.org/10.1306/13622116M11750>
- McGroder, M.F.; Lease, R.O.; Pearson, D.M. 2015. Along-strike variation in structural styles and hydrocarbon occurrences, Subandean fold-and-thrust belt and inner foreland, Colombia to Argentina, in DeCelles, P.G.; Ducea, M.N.; Carrapa, B.; Kapp, P.A., eds., *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoir 212, 79-113. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(05\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(05)).
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Bickford, M.E. 2010. Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians. In: Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., and Karabinos, P.M., eds., *From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region: Geological Society of America Memoir 206*, p. 1–29. [https://doi.org/10.1130/2010.1206\(02\)](https://doi.org/10.1130/2010.1206(02)).
- Milani, E.J. and Zalán, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes* 22 (3), 199–205. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/007>.
- Milani E.J. and Thomaz-Filho A. 2000. Sedimentary basins of South América. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 389-452.

- Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Da Cruz Pessoa Neto, O., 2007. Bacias sedimentares brasileiras - Cartas Estratigráficas. Bol. Geociências da Petrobras 15, 183-205.
- Milani E.J. and Szatmari P. 2020. Influência do embasamento na evolução de bacias sedimentares: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani e do grupo de Geocronologia e Tectônica da USP para as atividades exploratórias da Petrobras. In: Bartorelli A.; Teixeira W., Brito Neves B. B. de. Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. Solaris Ed., São Paulo. p. 357-391.
- Mišković, A.; Spikings, R.A.; Chew, D.M.; Košler, J.; Ulianov, A.; Schaltegger, U. 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. GSA Bulletin, 121: 1281-1297. <https://doi.org/10.1130/B26488.1>
- Miller H. G. and Singh, V. 1994. Potential field tilt- a new concept for location of potential field sources. J. Applied Geophysics, 32, 213–217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)
- Miotto, J.A., 1993. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil (Doctoral Thesis). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, São Paulo. 267p.
- Miura K. 1972. Possibilidades petrolíferas da Bacia do Acre. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Geologia, v.3, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, p. 15-20.
- Mohriak, W. U., Macedo, J. M. , Castellani, R. T. , Rangel, H. D. , Barros, A. Z. N., Latgé, M. A. L., Ricci, J. A., Mizusaki, A. M. P., Szatmari, P., Demercian, L. S., Rizzo, J. G., Aires, J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65, p. 273–304.
- Moro, P. de S.; Vidotti, R. M.; Dantas, E. L. 2018. Structural framework from gravity and magnetic data in the paleo/mesoproterozoic Araí rift-sag Basin, Central Brazil. Geophysics, v. 83, n. 4, p. B195–B207. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0627.1>
- Muniz, C.K.; Costa Junior, N.J.R.; Fernandes, Y.L. 2018. Avaliação do potencial gerador da Formação Cruzeiro do Sul, Bacia do Acre, utilizando dados de pirólise rock-eval e carbono orgânico total. Anais, 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG.
- Nabighian M.N., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Peirce J.W., Phillips J.D., Ruder M.E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, 70, 6, 33-61. <https://doi.org/10.1190/1.2133784>.
- Nedel, I.M.; Fuck, R.A.; Ruiz, A.S.; Matos, R.; Ferreira, A.C.D. 2020. U-Pb geochronology and geochemistry of grenville-age plutons in the Sunsas Belt -

- Bolivia, SW Amazonian Craton: Tectonic and magmatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102845. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102845>
- Nedel, I.M.; Fuck, R.A.; Ruiz, A.S.; Matos-Salinas, G.R.; Ferreira, A.d.C.D. 2021. Timing of Proterozoic magmatism in the Sunsas belt, Bolivian Precambrian Shield, SW Amazonian Craton. *Geoscience Frontiers*, 12(6), 101247. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101247>
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time. *GSA Today* 11, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:ALFTCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:ALFTCI>2.0.CO;2)
- Oliveira C.M.M. 1994. Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre. Ouro Preto: Master dissertation, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 206 pp.
- Oliveira C.M.M. de; Zalán P.V.; Alkmin F.F. 1997. Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brasil. VI Simpósio Bolivariano, Exploracion petrolera en las cuencas Subandinas, Memórias, Tomo 1. Cartagena, Colômbia, p. 46-65.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res.* 117, B04406. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008916>.
- Pedreira, A.J., Caliari-Bahia, R.B. 2000. Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: Response to the geotectonic evolution of the Amazonic Craton. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 477–480.
- Pedrosa Jr, N.C.; Vidotti, R.M.; Fuck, R.A.; Branco, R.M.G.C.; Almeida, A.R.; Silva, N.C.V.; Braga, L.R.C. 2017. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 74: 27-40. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.012>
- Peres W.E., Muhlmann H., Francisco C. 1982. Interpretação sísmica do compartimento estrutural da Bacia do Acre. RARE – Reunião a nível de expertos, XLV, Mexico, ARPEL, 10p.
- Phillips, J. D. 2001. Designing matched band-pass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. 15th Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, extended abstract, 1-4. <https://doi.org/10.1071/ASEG2001ab110>
- Pimentel, E.T. and Hamza, V.M. 2010. Gradientes Térmicos Crustais das Bacias Sedimentares na Região Amazônica. Anais, IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília. p.1-6.
- Pinto, M.L. and Vidotti, R.M. 2019. Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90: 216–232. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.006>

- Prezzi, C. B.; Vizán, H.; Vázquez, S.; Renda, E.; Oriolo, S.; Japas, M. S. 2018. Evolution of the Paleozoic Claromecó Basin (Argentina) and geodynamic implications for the southwestern margin of Gondwana: Insights from isostatic, gravimetric and magnetometric models. *Tectonophysics*, v. 742–743, n13, p. 120–136. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.025>
- Quadros, M.L.E.S.; Giustina, M.E.S.D.; Souza, V.S.; Scandolara, J.E. 2020. Geology, geochemistry and Sr Nd isotopes of the Rio Branco Suite, Nova Brasilândia belt in southwest of the Amazon Craton: Evidence of a Rodinia pre-assembly accretionary phase (ca. 1137 and 1106 Ma) during the evolution of the Nova Brasilândia orogeny. *LITHOS* 372–373, 105651. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105651>
- Quadros, M.L.E.S.; Giustina, M.E.S.D.; Rodrigues, J.B.; Souza, V.S. 2021. Geology and LA-ICP-MS U – Pb geochronology of the Nova Brasil a SW Amazonian Craton: New ages, re-evaluation of existing geochronological data, and implications for the evolution of the Sunsás orogen. *J. South Am. Earth Sci.* 109, 103220. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103220>
- Ramos V.A. 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 289–324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramos V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay S.M., Ramos V. A., Dickinson W. R. (eds.). *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204*, p. 31–65. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))
- Ramos V.A. 2010. The Greenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29(1), 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>
- Ramos, V. A. 2018. Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination, in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. The American Association of Petroleum Geologists Memoir 117*, Houston, pp. 1–34. <https://doi.org/10.1306/13622115M1172855>
- Ramos V.A. and Folguera. A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327: 31-54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- Ramos V.A., Valencia, K.; Romero, D. 2012. The Paracas Terrane (central-northern Perú): A Greenville age sialic basement accreted to the western Gondwana margin during the Famatinian orogeny. *13° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 1(T2): 141-43.*
- Reid A.B.; Allsop J.M.; Granser H.; Millett A.J.; Somerton I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80-91. <https://doi.org/10.1190/1.1442774>

- Reid A. B.; Ebbing J.; Webb, S.J. 2014. Avoidable Euler errors - The use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: *Geophysical Prospecting*, 1-7. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>
- Rivadeneira-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., Sánchez, L., Sánchez, G., Lopez-Murua, L., Fernandez, G., Fugarazzo, R., 2019. An Updated Crustal Thickness Map of Central South America Based on Receiver Function Measurements in the Region of the Chaco, Pantanal, and Paraná Basins, Southwestern Brazil. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 8491–8505. <https://doi.org/10.1029/2018JB01681>
- Rivers, T. 2008. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province - Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research*, 167, p. 237-259. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.005>
- Rizzotto G., Hartmann L.A.; Santos J.O.S.; McNaughton N.J. 2014. Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 86(1): 57-84. <https://doi.org/10.1590/0001-37652014104212>
- Roddaz, M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J. M. 2005. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, 399(1): 87-108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.017>
- Roddaz, M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N. 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, 61-88. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch5>
- Rojas Vera E.A., Giampaoli P., Gobbo E., Rocha E., Olivieri G., Figueroa D. 2019. Structure and tectonic evolution of the Interandean and Subandean Zones of the central Andean fold-thrust belt of Bolivia, In: *Andean Tectonics*. Elsevier, pp. 399–427. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00016-2>
- Rossetti D.F. 2014. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. *Earth-Science Reviews* 139, 362–389. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.009>
- Rossetti D.F., Bezerra F.H.R, Valeriano M.M., Molina E.C. 2021. Late Pleistocene–Holocene stress in the South American intraplate evidenced by tectonic instability in central Amazonia. *Quaternary Research*, 1–17. doi:10.1017/qua.2020.123
- Sacek, V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 301–312. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.022>

- Sacek, V. and Ussami, N. 2009. Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International*, 179(2), 778-786. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04334.x>
- Saes G.S. and Leite J.D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Amazonian Craton: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23: 31–37.
- Salem A.; Williams S.; Fairhead J. D.; Ravat D., Smith R. 2007. Tilt- Depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *Leading Edge* 26, 1502-1505. <https://doi.org/10.1190/1.2821934>
- Salem A.; Williams S.; Fairhead J. D.; Smith R.; Ravat D. 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, vol. 73(1): L1-L10. <https://doi.org/10.1190/1.2799992>
- Salem A.; Williams S.; Samson E.; Fairhead D.; Ravat D.; Blakely R.J. 2010. Sedimentary basins reconnaissance using the magnetic tilt-depth method. *Exploration Geophysics* 41, 198-209. <https://doi.org/10.1071/EG10007>
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3).
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM - Serv. Geol. Brasil. p. 169-226.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165:120-152. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.06.009>
- Santos, W.L., Crisóstomo, C.A., Barbosa, A.R.F., Silva, P.M., Nascimento, F.I.C., 2019. Atividades sísmicas na Amazônia: levantamento e caracterização de terremotos na Amazônia sul-ocidental, Acre, Brasil. *Revista GeoUECE* 8, 66–77.
- Scandolaro J.E. 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico do Estado de Rondônia, escala 1.1.000.000.– Brasília: CPRM, 1999. CD-Rom*
- Scandolaro J.E.; Fuck R.A.; Dall'Agnol R.; Dantas E.L. 2013a . Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providência suite and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 166-193. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.003>

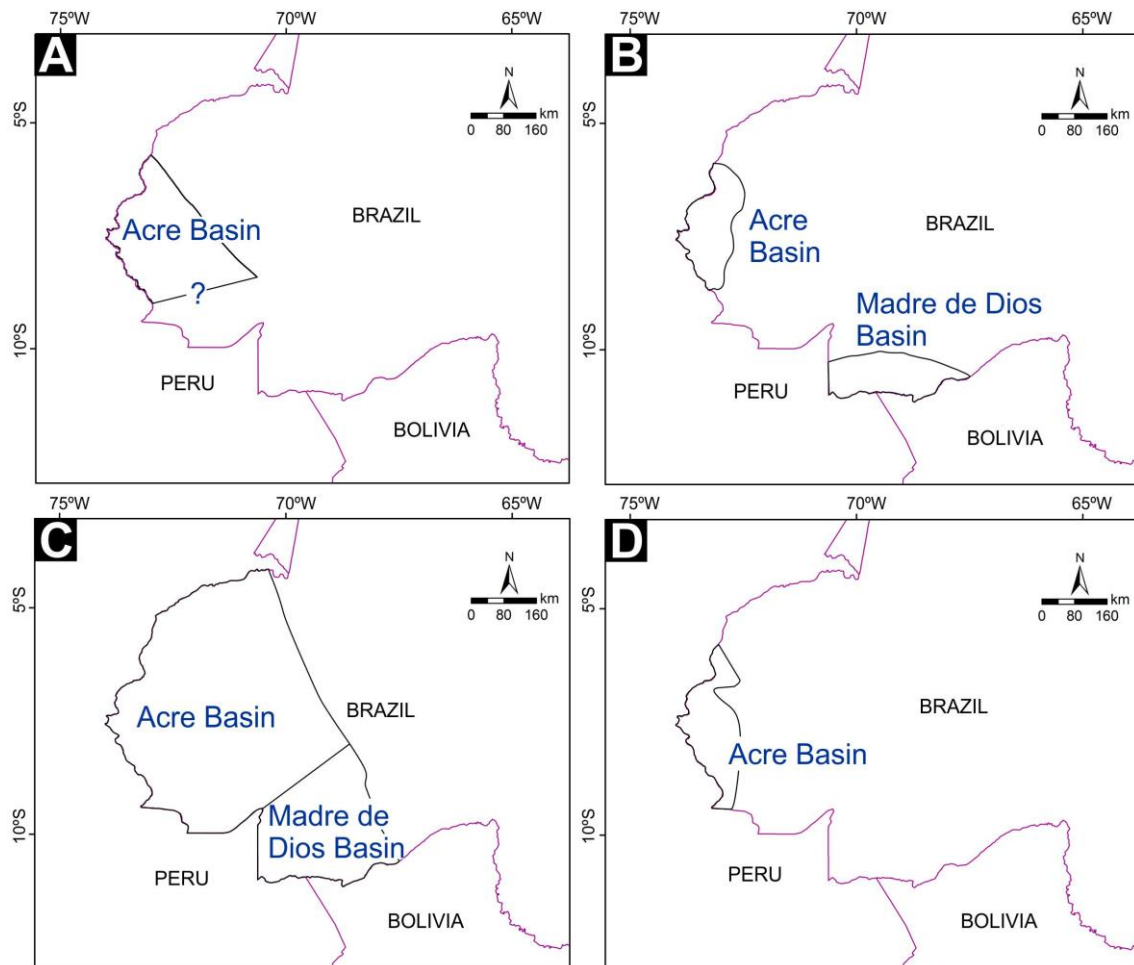
- Scandolaro J.E.; Fuck R.A.; Dantas E.L.; Souza V.S. 2013b. Geochemistry of Jamari complex, central-eastern Rondônia: Andean-type magmatic arc and Paleoproterozoic crustal growth of the southwestern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 35-62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.002>
- Schneider, F., Rousse, S., Faure, J.L., Lemgruber, A., Gutierrez, J., Pareja, J., Padilla, O. 2018. Hydrocarbon potential of the eastern Madre de Dios Basin, Bolivia. in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. AAPG Memoir 117, p. 413-442. <https://doi.org/10.1306/13622129M117504>
- Schutesky, M.E. and Oliveira, C.G. 2020. From the roots to the roof: An integrated model for the Neoproterozoic Carajás IOCG System, Brazil. *Ore Geology Reviews* 127, 103833. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103833>
- Schweickert R.A., Bogen N.L., Girty G.H., Hanson R.E., Merguerian C. 1984. Timing and structural expression of the Nevadan orogeny, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 967-979. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<967:TASEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<967:TASEOT>2.0.CO;2)
- Shephard G., Müller R., Liu L., Gurnis, M. 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate-mantle interaction. *Nature Geosciences* 3: 870–875. <https://doi.org/10.1038/NGEO1017>
- Silva, A.J.P.; Lopes, R. da C.; Vasconcelos, A.M.; Bahia, R.B.C. 2003. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. p 55-85.
- Spector A. and Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting magnetic data. *Geophysics*, 35(2): 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Spector A. and Parker W. 1979. Computer compilation and interpretation of geophysical data. *Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores*. Geological survey Canada, Economic Geology Report, 31: 527-544.
- Swain, C. J., 2000, Reduction-to-the-pole of regional magnetic data with variable field direction, and its stabilization at low inclinations. *Exploration Geophysics*, 31, 78–83. <https://doi.org/10.1071/EG00078>
- Stewart, J., & Watts, A. B. (1997). Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*. *Solid Earth*, 102(B3), 5327-5352. <https://doi.org/10.1029/96JB03664>
- Stewart M. G.; Mazur S.; Pimiento A. M. M.; Hermoza W.; Olaiz A. J. 2018. Integrated geophysical investigations of the pre-Andean basins in Peru and Bolivia - A search for depocenters concealed beneath a foreland basin. in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. AAPG Memoir 117, p. 413-442. <https://doi.org/10.1306/13622117M1173766>

- Suárez G., Molnar P., Burchfiel B.C. 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *Journal of Geophysical Research* 88, B12, p. 10403-10428. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10403>
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Jour. Geoph. Res.*, v 64(1): p.49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22: 174–182. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004>
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Amazonian Craton. In: Mantesso Neto V.; Bartorelli A.; Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B.de. (eds.). 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca. p. 471-485.
- Teixeira W., Geraldés M.C., Matos R., Ruiz A.S., Saes G., Vargas-Matos G. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW portion of the Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, 29: 47-60. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.007>
- Terentiev, R.A. and Santosh, M. 2020. Baltica (East European Craton) and Atlantica (Amazonian and West African Cratons) in the Proterozoic: The pre-Columbia connection. *Earth-Science Reviews* 210, 103378. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103378>
- Thompson D.T. 1982. EULDPH – a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophys. Prosp.* 45, 207-246. <https://doi.org/10.1190/1.1441278>
- Tobisch O.T., Paterson S.R., Longiaru S., Bhattacharyya T. 1987. Extent of the Nevadan orogeny, central Sierra Nevada, California. *Gology* 15, p. 132-135. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<132:EOTNOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<132:EOTNOC>2.0.CO;2)
- Tohver, E., Pluijm, B. Van Der, Mezger, K., Essene, E., Scandolara, J., 2004. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: Redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon craton. *Tectonics* 23, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2003TC001563>
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. 2002. *Geodynamics*. University Press. First edition, Edinburgh, UK. 456 p.
- Vasconcellos, R.V.A.; Silveira, R.L.; Bezerra, J. de R.L.; Alevato, R.C.; Barbosa, G.S. 2018. Bacia do Acre – integração dos dados sísmicos e métodos potenciais adquiridos pela ANP. *Anais, III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salinópolis*. p. 1-4.

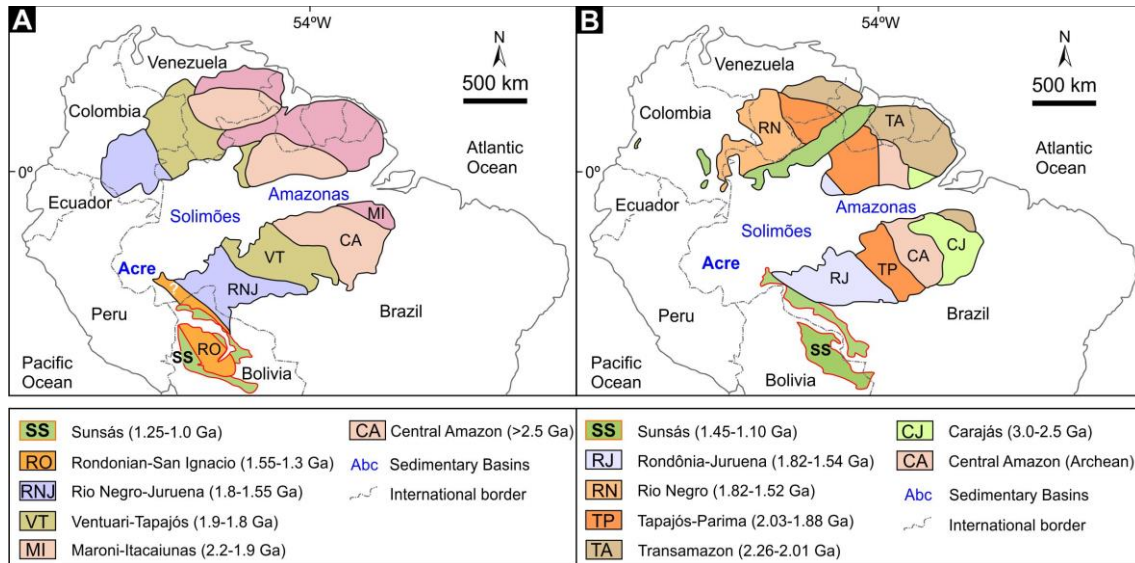


- Verduzco B.; Fairhead J. D.; Green C. M.; MacKenzie C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 23, 116–119. <https://doi.org/10.1190/1.1651454>
- Wanderley A.L. 1938. Estrutura da Serra do Divisor, estudos geológicos da Bacia do Ucayali e estratigrafia do noroeste do Acre. Rio de Janeiro, DNPM, Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 213p.
- Wanderley Filho, J.R.; Eiras, J.F.; Vaz, P.T. 2007. Bacia do Solimões. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 217-225,
- Wanderley Filho J.R., Eiras J.F., Cunha P.R. da C., van der Vem, P.H. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 29-37. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch3>
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press. 472 pp.
- Wesselingh, F. P., M. C. Hoorn, J. Guerrero, M. E. Räsänen, L. Romero Pittmann, and J. Salo, 2006, The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Perú, Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution: *Scripta Geologica*, v. 133, p. 291–322.
- Zalán, P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso Neto V.; Bartorelli A.; Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B.de. (eds.). 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca. p. 595-612
- Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.). 2018. *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. The American Association of Petroleum Geologists, Houston. 664 p. <https://doi.org/10.1306/AAPG117>
- Zamora, G. and Gil, W. 2018. The Marañón Basin: Tectonic evolution and paleogeography, In Zamora. G., McClay K. R., Ramos V.A. (eds.) *Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia*. AAPG Memoir 117, p. 121–144. <https://doi.org/10.1306/13622119M1173768>
- Zelasco, L.D.N. 2010. Tectonic evolution of the Contaya Arch Ucayali Basin, Peru. MsC Thesis, Graduate Studies of Texas A&M University. 49p.

## 4.10 Supplementary datas



Supplementary data 1. Main propositions of limits of the Acre Basin, according to **A**: Cunha (2007); **B**: Oliveira (1994), Milani and Thomaz Filho (2000), Zalán (2004); **C**: Miura (1972), Mohriak *et al.* (1995) and **D**: Caputo (2014).



Supplementary data 2. Geochronological provinces of the Amazonian Craton proposed by **A**: Cordani *et al.* (2000) and **B**: Santos *et al.*, (2000). Modified after Cordani and Teixeira (2007) and Santos *et al.*, (2008).

Supplementary data 3. Summary of physical properties of crustal domains blocks and corresponding geological units along the Profiles X–X' (Fig. 13) and Y–Y' (Fig. 14) from 2.5D joint forward modeling of gravity and magnetic data.

Lithospheric domain	Crustal domain	Geological unit/Age/province	Model Index	Lithology	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Magnetic susceptibility (SI)			
Upper crust	Acre Basin	Basin fill	13	Sandstones and shales	2550	0.00001			
		Cenozoic	12	Shales, sandstones and carbonates	2500	0.00001			
		Upper Cretaceous	11	Shales and sandstones	2500	0.00006			
		Juruá Mirim Fm.	10	Sandstones, shales and evaporites	2500	0.00006			
		Cruzeiro do Sul Fm.	9	Sandstones, carbonates and shales	2600	0.00006			
	Amazonian Craton	Nova Brasilândia belt	8a	8a	Amphibolite	2823	-0.002621 to -0.000874		
			8	8	Amphibolite	2800 to 2850	0.000971 to 0.006638		
			7	7	Gneisses	2750 to 2774	-0.002301 to 0.004674		
			6	6	Granites	2520	0.006156		
			5	5	Granites	2630	-0.001836		
			4d	4d	Granites	2590	-0.0035 to 0.000348		
			4c	4c	Granites	2690	-0.003086 to -0.000312		
			4b	4b	Granites	2666	-0.005319 to -0.001535		
			4a	4a	Granites	2636	-0.002719		
			4	4	Granites	2650	-0.002555 to -0.005084		
			3	3	Meta-sedimentary and low grade metamorphic rocks	2705 to 2710	-0.008407 to 0.003151		
			*Lower Crust			2	Mafic granulite, gabbro	2850	0.0
			**Upper mantle			1	Mg-rich harzburgites, lherzolites, and peridotite	3250	0.0

**\*Lower Crust**

Gerya, T. 2010. Introduction to numerical geodynamic modelling. Cambridge University Press. First edition, Edinburgh, UK. 345p.

Hawkesworth C. J., Cawood P. A., Dhuime B. 2020. The Evolution of the Continental Crust and the Onset of Plate Tectonics. *Front. Earth Sci.* 8, p. 1-23. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00326>

Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. 2006. The differentiation and rates of generation of the continental crust. *Chemical Geology* 226, p. 134– 143. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.017>

Foley S.F., Buhre S., Jacob D.E. 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature* 421, 249–52. <https://doi.org/10.1038/421230b>

**\*\*Upper Mantle**

O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time. *GSA Today* 11, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:ALFTCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:ALFTCI>2.0.CO;2)

# **CAPÍTULO 5**

## **ARTIGO 2**

(Artigo submetido à Marine and Petroleum Geology)

## **5 THE ROLE OF TECTONIC INHERITANCE IN THE DISTAL DEFORMATION OF AN ANDEAN RETROARC FORELAND BASIN SYSTEM: A CASE STUDY OF THE ACRE BASIN (NW BRAZIL)**

Rick Souza de Oliveira<sup>a,b</sup>, Roberta Mary Vidotti<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Campus Darcy Ribeiro, Brasília, DF, 70910-900, Brazil.

<sup>b</sup>Universidade Federal do Oeste do Pará, Instituto de Engenharia e Geociências, Rua Vera Paz, s/n, Salé, Santarém, PA, 68040-255, Brazil.

### **5.1 ABSTRACT**

The Andes, located on the western edge of the South American platform, corresponds to a classic example of subduction, which results in one of the most extensive mountain ranges on Earth. However, little is still understood about the area of influence of the fold-thrust belt in the deformation of the distal retroarc region to the east, close to the craton. In this context, Acre Basin is one of the least understood provinces, located in the Peruvian flat slab, a region that involves one of the greatest deformations in the Andes. Therefore, this research aims to understand the tectono-stratigraphic evolution of the Acre Basin and its relationships with the sub-Andean basins through 2D seismic lines and exploration wells. The definition and mapping of six seismic units aged between the Devonian and the Neogene, confirmed by restoration, indicated a tectonic history compatible with the main events recorded in the sub-Andean basins, marked by an intercalation between extensional rift and compressional regimes, with an important role of basement and structural inheritance in deposition and in the structural style of deformation. Seismic units representative of the Famatinian, Gondwanide, Juruá and Andean orogenies, and the Pangea breakup were identified. The current positioning of

the forebulge was conditioned by a locally non-elastic mechanism of forebulge uplift related to the upper Jurassic basement high (Envira High Arch), Cenozoic reactivation of Triassic rift faults and by the uplift of intraforeland basement blocks in thick-skinned tectonics during the Miocene. Thus, in addition to placing the Acre Basin in the context of sub-Andean basins, these deposits help to understand the geodynamic mechanisms and the complexity of Andean deformation even in regions distal to the fold-thrust belt.

*Keywords:* Iquitos Arch; sub-Andean basins; structural inheritance; Juruá orogeny; flexural modeling; stratigraphy; Andes; Forebulge.

## 5.2 Introduction

The Andes extends for more than 7,000 km, from southern Argentina to Venezuela and is characterized by an orogenic belt formed mainly by the convergence between the South American plate and the Farallon plate from the early Cretaceous onwards (Pardo-Casas and Molnar, 1987; van der Meer *et al.*, 2012; Aragón *et al.*, 2013; Boschman and Hinsbergen, 2016; Chen *et al.*, 2019) and the Nazca plate since the Eocene (Suárez *et al.*, 1983; Pardo-Casas and Molnar, 1987; Ramos, 2009; Torsvik and Cocks, 2016; Boschman and Hinsbergen, 2016; Saylor *et al.*, 2023). An important part of this deformation in the adjacent sub-Andean zone is controlled by tectonic inheritance through the reactivation of Paleozoic structures that reached the basement (Espurt *et al.*, 2007; 2008; 2010; Eude *et al.*, 2015; Perez *et al.*, 2016; Calderon *et al.*, 2017; Zamora *et al.*, 2019). The concept of inheritance was introduced by Suess (1888) to describe the tendency of young structures to follow the orientation of older structures when repeated deformation affects an area and has been applied in different geological contexts around the world (Colleta *et al.*, 1997; Şengör *et al.*, 2018 and references therein). Other important Cenozoic features related to Andean tectonics are expressed by the Fitzcarrald and Iquitos arches. The



Fitzcarrald Arch is related to the topographic response to the subduction of the Nazca Ridge in the Late Miocene-Pliocene (Espurt *et al.*, 2007; 2011a), resulting in the separation between the Marañón and Ucayali basins and the compartmentalization of the Acre Basin into two sub-basins (Oliveira and Vidotti, 2023). The Iquitos Arch corresponds to a forebulge generated by flexural rebound of the lithosphere in response to the Andean orogenic load, extending for at least 500 km and has its positioning controlled by the advance of the Eastern Amazonian orogenic wedge which spans from the Eastern Cordillera to the Sub-Andean Zone, as part of a great forebulge structure that occurs along almost the entire western margin of the South American shelf parallel to the Andean fold-thrust belt (Roddaz *et al.*, 2005; 2010; Chase *et al.*, 2009; DeCelles, 2012; Horton, 2018). Although well defined in the Marañón Basin (Roddaz *et al.*, 2005; Lopez-Gamundi and Lopez-Gamundi, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018), there are no studies focused on the positioning of the forebulge in the Acre Basin, based on objective data such as seismic and flexural modeling. The comparison between the publications indicates different locations for the axis of the Iquitos Arch (e.g. Miura, 1972; Mohriak *et al.*, 1995; Milani *et al.*, 2007; Caputo, 2014).

Although the current morphology and structure result from a margin compression of converging plates, the Peruvian margin specifically results from a rich superposition of deformation events in both compressional and extensional tectonics (Jaillard *et al.*, 2000; Ramos, 2008, 2018a; Ramos and Folguera, 2009). The knowledge on the sub-Andean foreland basins of the Central Andes (*sensu* Gansser, 1973 and Armijo *et al.*, 2015) in Peru has largely advanced through the search for new petroleum plays in the Huallaga, Pachiaeta, Marañón and Ucayalli basins (e.g., Mathalone and Montoya, 1995; McGroder *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018) and understanding the extent of the advance of the Andean deformation along the strike towards the distal foreland has important economic and

geodynamic implications. Several authors, through restored sections, seismic interpretation, biostratigraphy, (U-Th)/He, hydrogen isotopic compositions, fission track dating on apatites and vitrinite reflectance values suggest that the Andean transfer of the shortening of the northern Andean Plateau and thrust wedge for the Sub-Andean zone of the Central Andes was initiated between the Oligocene and Pliocene (Oncken *et al.*, 2006; McQuarrie *et al.*, 2008; Mora *et al.*, 2010; Espurt *et al.*, 2011; Louterbach, 2014; Eude *et al.*, 2015; Sundell *et al.*, 2019). In agreement with these structural interpretations, some authors have demonstrated, in depositional terms, that the southern Peruvian foreland basin has been active at least since the late Maastrichtian (Louterbach, 2014; Louterbach *et al.*, 2017; Custódio *et al.*, 2023; Rodrigues *et al.*, 2023). During the late Campanian to early Maastrichtian, the Madre de Dios Basin was part of a backbulge depozone, with shallow marine deposition coming from the Amazonian Craton. An erosional surface separates lower Maastrichtian from upper Maastrichtian deposits and marks an important tectonic, depositional and provenance regime change. During the late Maastrichtian there was the implantation of a forebulge, with non-marine deposition marked by a mixed Andean and cratonic provenance as a result of eastward migration from a foreland basin during the late Cretaceous until at least the Paleogene. From the late Palaeocene, estuarine to shallow marine deposits have an Andean dominant source.

In this context, the Acre Basin, since it is in the intermediate region between the Andes and the Amazonian Craton, has reverse faults and folds that deformed Cenozoic successions, and encompasses part of the expected region for the location of the Iquitos Arch. This is therefore a key geological habitat for understanding the area under the influence of the Andean orogeny and its consequent associated economic potential. The positioning of the Iquitos Arch, the Andean deformation dynamics, and the tectono-stratigraphic evolution are well understood through multidisciplinary research carried out

during the last two decades for neighboring sub-Andean basins, such as the Marañón Basin (Roddaz *et al.*, 2005; 2010; Eude *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018; Lopez-Gamundi and Lopez-Gamundi, 2018; Zamora and Gil, 2018; Zamora *et al.*, 2019). However, despite being regionally inserted in the same context, a chronostratigraphic and tectono-stratigraphic framework that involves the main tectonic events and investigates a possible insertion of the Acre Basin in the sub-Andean classification, is still lacking. Furthermore, so far there is no systematic study that addresses the genesis and evolution of the Iquitos Arch through seismic data and flexural models for the Acre Basin. This currently leaves a gap of around 165,000 km<sup>2</sup> in the understanding of Andean geodynamics.

The goal of this research is to understand the mechanisms that caused the Cenozoic Andean deformation in the Acre Basin, as well as the tectono-stratigraphic relationship between the Mesozoic and Paleozoic deposits of the Acre and sub-Andean basins, and thus evaluate a possible positioning of the Acre Basin within the sub-Andean petroleum plays. In this way, this manuscript uses the integration between 2D seismic lines, exploration wells, flexural modeling, section restoration and gravity data to propose an evolutionary model of the Acre Basin with the identification of six tectono-stratigraphic units and discussion of their sedimentary control, as well its relationship with the petroleum system and its regional correlation with the sub-Andean basins. Furthermore, our data indicate a complex evolution, with the absence of a purely flexural forebulge associated with a Mesozoic basement uplift, and demonstrates the important role of structural inheritance for Andean deformation in the Acre Basin.

### 5.3 Geological background

Located in the extreme west of Brazil (Fig. 1), the Acre Basin, with its more than 7,000 m of sedimentary thickness at the depocenter, establishes limits with the sub-

Andean basins of Marañón, Ucayali and Madre de Dios located in Peru and northern Bolivia (Mathalone and Montoya, 1995; Cunha, 2007; Caputo, 2014; McGroder *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018) (Fig. 1). Such a relationship may suggest that these basins experienced the same tectonic events during their stratigraphic evolution. Some authors recognize this similarity and define a large Amazon basin, proposing a unique depositional model in a foreland context (Milani and Thomaz-Filho, 2000; Roddaz *et al.*, 2010; Zamora and Gil, 2018; Oliveira and Vidotti, 2023). However, this correlation between the Acre and sub-Andean basins is still superficial and lacks a deep investigation about the possible common tectonic events that could have controlled the sedimentary evolution of both basins.

In a simplified way, it is possible to state that the sub-Andean basins of the Central Andes (*sensu* Gansser, 1973) underwent a complex evolutionary history related to intercalations between extensional and compressional tectonic regimes punctuated by unconformities and reactivations of the basement structures (Ramos, 2018a; Zamora *et al.*, 2019), which can be understood through five major tectonic events (Fig. 2):

i) Famatinian orogeny, restricted between the early Ordovician and Mississippian with a peak in the middle Devonian, when Precambrian terranes that had amalgamated with the Amazonian Craton in the Grenvillian-Sunsás event separated from the Amazonian block through the reactivation of old Grenvillian sutures and later collided again providing extensive subsidence in back-arc basins (Jaillard *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2012; Ramos, 2018b). In the Acre Basin, deposits contemporary to the Famatinian orogeny were inferred exclusively by 2D seismic reflection and remain unnamed (Cunha, 2007), being probably formed by shallow marine siliciclastic deposits, associated with great marine flooding that resulted in an epicontinental sea that connected the sub-Andean

basins from Argentina to Venezuela, with the Brazilian basins of Acre, Solimões, Amazonas, Parnaíba and Paraná (Almeida, 2004).

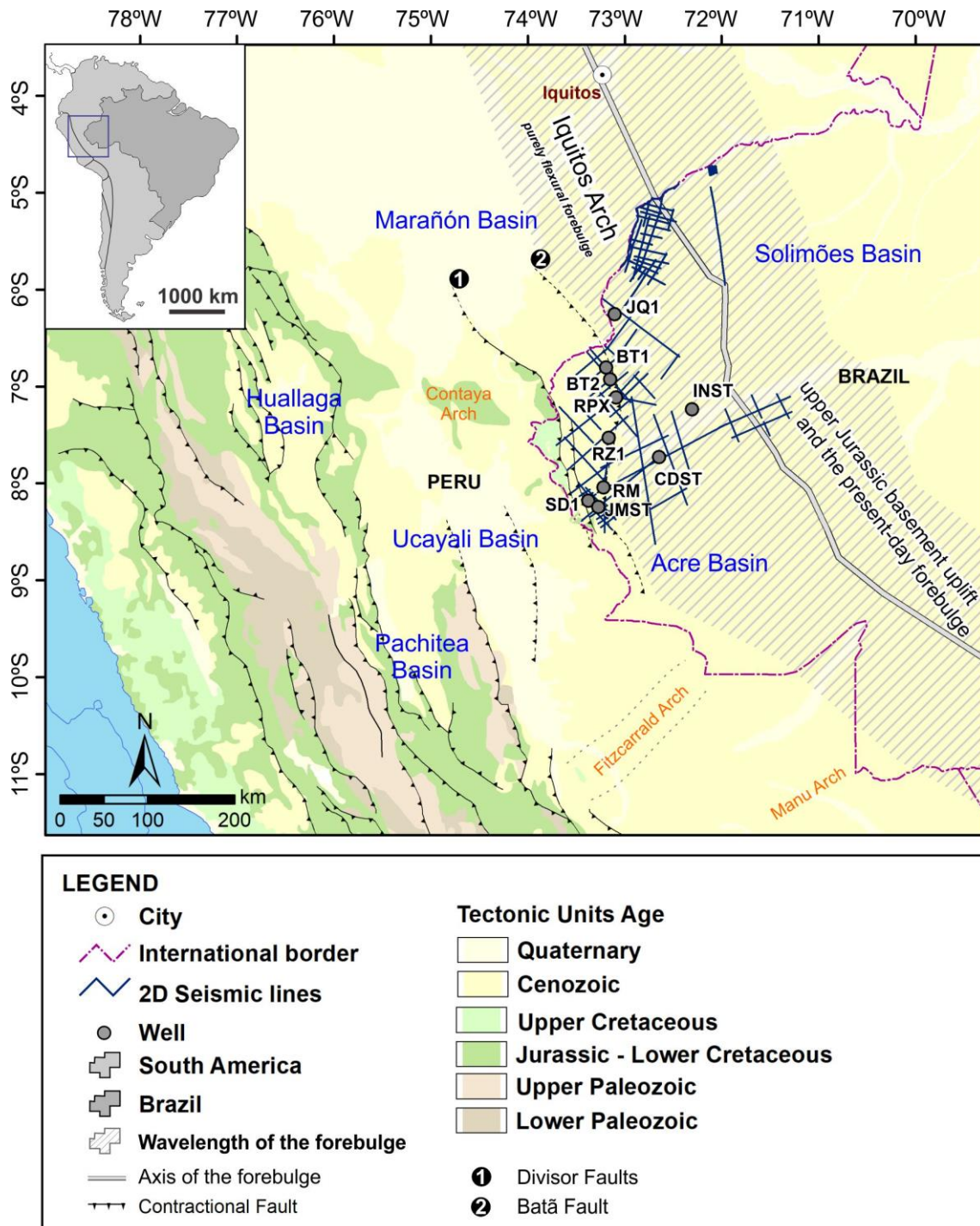


Fig. 1. Simplified geological map (modified after Cordani *et al.*, 2016), with the location of the wells, 2D seismic lines and the representation of the main sedimentary basins and structures associated with the sub-Andean context in the Peruvian flat-slab region. The disposition of the Batã and Divisor faults in the Acre Basin is based on this study. The forebulge is based on Roddaz *et al.* (2005), Oliveira and Vidotti (2023) and this study.

ii) Gondwanide orogeny, related to intrusive magmatic events, deformation, and metamorphism, is marked by essentially extensional tectonics in the Carboniferous and Permian, interspersed with brief intervals of compressional deformation, orogenic uplift and metamorphic phases resulting from the absolute movement of Gondwana (Clark *et al.*, 1990; Chew *et al.*, 2016). In the Acre Basin it is represented by Mississippian alluvial fans from the Apuí Formation, followed by a wide marine ingression that resulted in the basin's first carbonates, anhydrites, and shales from the Cruzeiro do Sul Formation. The Permian, in turn, is marked by a marine regression and reestablishment of continental deposition represented by reddish sandstones, shales and anhydrite from the Rio do Moura Formation (Cunha, 2007).

iii) Pangea Breakup, characterized by a series of extensional episodes, between the Triassic and the early Jurassic - with emphasis on the collapse of the Gondwanide orogen - responsible for producing the rift system that started in northern Peru during the Triassic and propagated in a diachronous way towards the south of Peru and Bolivia, where it acquires less intensity and is younger (Sempere *et al.*, 2002; Ramos, 2009a, 2018a; Zamora *et al.*, 2019). In the Acre Basin, the rift phase is recorded by carbonates, evaporites and siliciclastic deposits from the Juruá Mirim Formation in an environment that varied from fluvial-lake, estuary, sabkha to aeolian (Cunha, 2007). Also, during this period there was a basic extrusive event dated at  $177 \pm 8$  Ma by K-Ar whole-rock (Cunha, 2007) and stocks and alkaline lacoliths of age  $194 \pm 12$  Ma by K-Ar whole-rock (Oliveira, 1994).

iv) Juruá orogeny (also known as Juruá diastrophism), with age attributed to the late Jurassic (Kimmeridgian) in the Brazilian basins of Acre and Solimões, reaching the early Cretaceous in the sub-Andean basins (Caputo, 1991; 2014; Caputo & da Silva, 1990; Baby *et al.*, 2018). It is correlated in age with the Nevadan orogeny in Western North

America (Schweickert *et al.*, 1984; Tobisch *et al.*, 1987; Mathalone and Montoya, 1995; Erlich *et al.*, 2018) and basically corresponds to transpressional tectonics, which resulted in tilting, asymmetric folding, structural inversions, regional uplifts and angular unconformity (Caputo, 2014). The hiatus represented by this unconformity is attributed to the reorganization of the stress fields that coincides with the final separation between the Laurasia and Gondwana continents associated with the initial opening of the Central Atlantic Ocean (Jaillard *et al.*, 2000; Caputo, 1991, 2014). In the Acre Basin, it resulted in an angular unconformity with a hiatus around 40 Ma (Cunha, 2007), folds and inversion of faults (Oliveira, 1994).

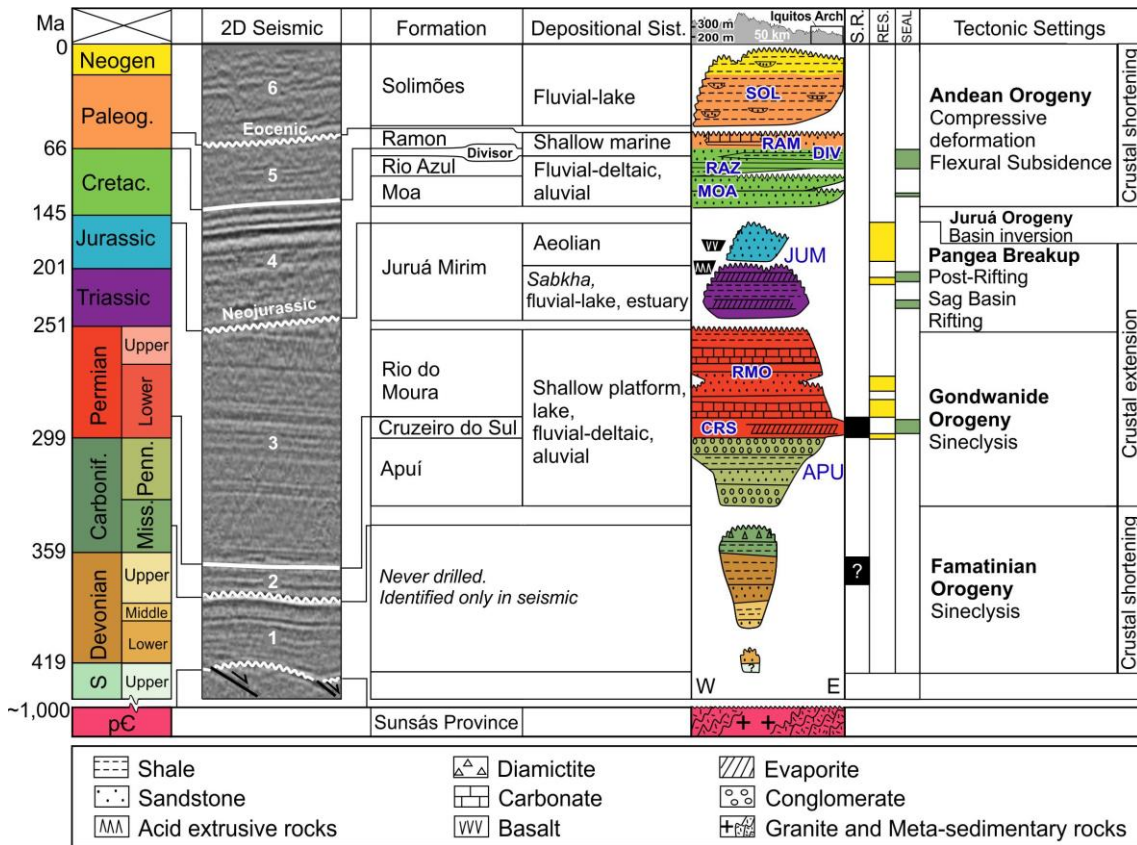


Fig. 2. Chronostratigraphic chart of the Acre Basin, showing seismic units, depositional systems, major tectonic events, source rocks (S.R.), reservoirs (RES.) and seals (modified after Cunha, 2007). The individual seismic units in our study are represented by: (1) Devonian – Mississippian, (2) Mississippian – lower Permian, (3) lower Permian – upper Jurassic, (4) Cretaceous, (5) Paleocene – Eocene and (6) Oligocene – Neogene.

Between the Juruá and Andean orogenies, an important event in the Central–Northern region of the South American shelf influenced the sedimentation of the sub-Andean basins (Sapin *et al.*, 2016; Hurtado *et al.*, 2018; Roddaz *et al.*, 2021; Rodrigues *et al.*, 2023). During the late Cretaceous, geodynamic processes related to the opening of the Atlantic Equatorial Ocean led to a broad uplift in the Guiana Shield, Central–Eastern part of the Brazilian Shield and the uplift of the Purus Arch, which resulted in denudation and a wide cratonic drainage termed “Sanozama” (Almeida, 1974; Potter, 1997; Rodrigues *et al.*, 2023), which flowed westward from the Purus Arch during the Albian to Maastrichtian and resulted in a large amount of sediment deposited in the sub-Andean basins. Subsequently, the onset of provenance from the Andean orogenic belt in the Peruvian basins during the late Maastrichtian-early Paleocene led to a shift of the Amazon drainage pattern.

v) Andean orogeny, in which the Middle Miocene stands out, related to the formation of crustal delamination, fold and thrust belt and the development of thick and thin-skinned tectonics associated with flat slabs (Mégard, 1984; Ramos & Folguera, 2009; McClay *et al.*, 2018; Zamora *et al.*, 2019). It is also during this phase that the Fitzcarrald regional arch is structured through subduction of the Nazca Ridge in the late Miocene-Pliocene, establishing the boundary between the Ucayali and Madre de Dios basins (Espurt *et al.*, 2007; 2010; Bishop *et al.*, 2017). The Neogene also marks the period in which the Iquitos Arch is configured as a forebulge (*sensu* DeCelles & Giles, 1996), establishing the limit between the current Oriente and Marañón, Acre and Solimões basins (Roddaz *et al.*, 2005; Oliveira & Vidotti, 2023). An important regional unconformity that has been documented is in most of the wedge-top and sub-Andean basins (Custódio *et al.*, 2023 and references therein), with age attributed between Paleocene and Oligocene (Mpodozis and Allmendinger, 1993; Marocco *et al.*, 1995; Christophoul *et al.*, 2002; Roddaz *et al.*,



2010) and that is possibly related to the Eocene unconformity identified in the Acre Basin (Fig. 2). However, specifically in the Madre de Dios Basin, this erosional unconformity extends beyond the Palogene, with age ranging from the Paleocene to the middle Miocene (Gautheron *et al.*, 2013; Louterbach, 2014; Louterbach *et al.*, 2018, 2014). This greater hiatus in the southern in relation to the northern region of the Peruvian sub-Andean zone is a stratigraphic issue that has not yet been fully justified. However, recent studies have contributed to this understanding and propose that this regional unconformity could be generated by the presence of a migrating forebulge in response to Andean tectonic loading or by a tectonic quiescence marked by a prolonged pause in crustal shortening and flexural loading that may have promoted isostatic rebound and, consequently, the development of an unconformity (Horton, 2018; Custódio *et al.*, 2023). In the Acre Basin, the Andean orogenic event is concomitant with the predominantly siliciclastic successions that began in the Aptian and continued until the Pliocene, with deposition marked by an intercalation between marine and fluvial systems, with emphasis on the Venezuelan seaway for marine incursions from the Caribbean Sea to Pebas Mega - Wetland System during the middle to late Miocene and for the change from a depositional system of mega-wetlands and mega-fans to an essentially fluvial system from the Late Miocene (Cunha, 2007; Hoorn *et al.*, 2010; Leandro *et al.*, 2022). This period of the basin is marked by intervals of tectonic quiescence, interspersed with deformations related to the process of flexural subsidence. The Moa, Rio Azul, Divisor, Ramon and Solimões formations were deposited, respectively from oldest to youngest, the latter being especially affected by the Andean orogeny during the Miocene to Pliocene (Cunha, 2007). The Batã and Divisor faults also stand out for being structures of regional dimensions (Fig. 1), which were originated or inverted during the Andean orogeny in Neogene (Oliveira, 1994; Oliveira *et al.*, 1997; Baby *et al.*, 2018) (Fig. 1).

In this way, the finding of a possible close tectono-stratigraphic correlation with the sub-Andean basins, considering the superimposition of tectonic events throughout its depositional evolution, may make the Acre Basin a peculiar geological environment, inserting it as the only Brazilian basin currently under direct influence of distal Andean tectonics (Cunha, 2007; Hasui, 2012; Baby *et al.*, 2018; Santos *et al.*, 2019; Alkmim and Reis, 2020) and as part of the current Western Amazon Foredeep system, (Oliveira & Vidotti, 2023).

#### 5.4 Data sets and Methods

In this research, we used a total of 4,135 km of commercial 2D multi-channel seismic reflection data, mostly post-stack time-migrated, obtained by Petrobras and supplied by Brazilian National Oil, Natural Gas and Biofuels Agency (ANP). Data were acquired exclusively in the northern portion of the Acre Basin, where its greatest deformations occur and where exploratory efforts have been concentrated in the last decades. Systematic data processing included resampling, true amplitude recovery, static correction, attenuation of direct waves, normal move-out correlation (NMO)/MUTE/AGC analysis, band-pass filtering, velocity analysis, stacking and migration. Vertical misalignment between seismic lines from datasets from different vintages acquired with variation in parameters and processed differently were adjusted using the vertical mis-tie in the OpendTect software (version 6.6.8). The data presentation follows the conventional SEG pattern of polarity, where a downward increase in acoustic impedance is represented by a positive reflection event (red), and a downward decrease in acoustic impedance is represented by a negative reflection event (blue). For a better visualization, all seismic lines and sections are presented with a vertical exaggeration of 3x, except when indicated in the legend.

Additionally, we used 10 exploration wells that mostly contain gamma ray, bulk density, resistivity and sonic travel time well-logs (Supplementary data 1). Previous lithostratigraphic interpretations in the well data, well core and drill cuttings descriptions, biostratigraphy of palynomorphs in well SD1 and geochronology of igneous rocks helped us to constrain the age of the mapped horizons and the composition of the seismic-stratigraphic units that they bounded. The wells were tied to the seismic data through checkshot surveys, when available, and/or through the bulk density and sonic travel time well-logs.

The interpretation of seismic data initially went through the following steps: the prior definition of objectives, data adjustment and quality control, understanding regional tectonic, structural, and depositional trends, definition of seismic patterns and data to be used, integration with available geological data, key horizon tracking, fault delimitation and, finally, generation of isopach maps, surfaces and restored sections. Considering the limitation of biostratigraphic data and the scarcity of wells, the horizons to be interpreted were selected based on unconformities, seismic facies and high amplitude reflectors associated with important tectonic events and lithostratigraphic markers of the basin. In this way, we performed stratigraphic interpretation of the seismic data acquired from the Acre Basin based on key horizons to establish the tectono-stratigraphic framework.

In order to geometrically validate the structural interpretations and understand the evolutionary history of the Acre Basin, key sections were restored using the Move software (PETEX™), through processes that returned the geological section to its initial pre-deformation configuration. The steps used in the restoration can be summarized as follows: i) Loading and adjustment of composite seismic sections, Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) elevation data, faults and horizons; ii) restoration of fault net-slips; iii) restoration of pre-folding layers; iv) unpacking and removal of layers, when

possible; v) restitution of eroded sections, when necessary, and vi) restoration of top layers. The sections were chosen also considering the orientation closest to orthogonal to the fold axes, which in turn is parallel to the inferred tectonic transport direction, in order to minimize out-of-plane transports. The sections were balanced using the fault parallel flow and flexural slip model assuming that the top of the Cretaceous was horizontal and pinned in the eastern Acre foredeep.

For modeling flexural deformation of the lithosphere, we used the MATLAB Toolbox for Analysis of Flexural Isostasy (TAFI) (Jha *et al.*, 2017) associated with the SRTM elevation model and gravity data from Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) with a 5' x 5' spatial resolution (Pavlis *et al.*, 2012) and grids provided by the International Gravimetric Bureau (BGI) interpolated by the kriging method in the Oasis Montaj Seequent™ (version 9.8.1).

## 5.5 Results

### 5.5.1 *Tectono-stratigraphy*

In addition to the crystalline basement, 6 intervals (Fig. 2) representing the main tectonic events that occurred in the sub-Andean basins were defined as a basis for systematic mapping in the Acre Basin, aiming to investigate a possible correlation of tectono-stratigraphic relationships between these sedimentary basins. The composite seismic sections presented in this manuscript (Fig. 3) were selected with the purpose of illustrating the main faults, basement highs, tectonic arches, and their relationships with the sedimentary basin filling (Figs. 4-7). Additionally, isochron maps (Fig. 8), restored sections (Figs. 9 and 10) and time structure maps (Fig. 11) were made to understand the tectonic-sedimentary framework along the basin.

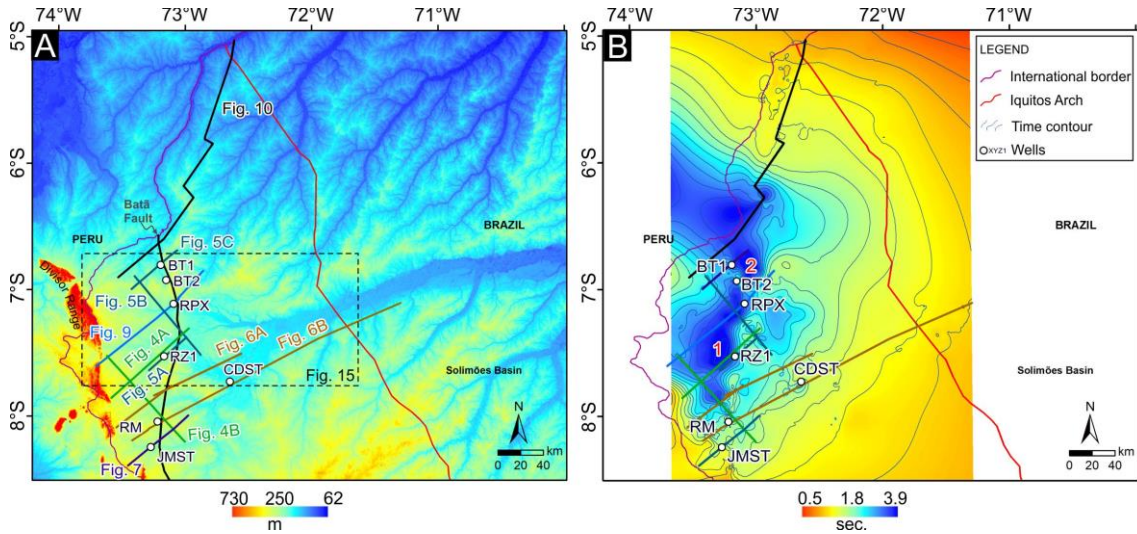


Fig. 3. Maps with the location of seismic sections, balanced cross-sections, wells, and block-diagrams shown throughout the manuscript, where (A) Topographic map showing SRTM elevations over 700 m in the Divisor range and (B) Basin fill, represented by the time interval map between the Devonian and Neogene. The estimated axis of the forebulge (red line) also represents the boundary between the Acre and Solimões basins and the Mesozoic uplift of the basement.

#### 5.5.1.1 Precambrian Basement

Mainly composed of meta-sedimentary rocks and granites related to the Sunsás orogeny in the Neoproterozoic (Oliveira & Vidotti, 2023), the basement is seismically characterized by chaotic internal reflectors. However, locally there are parallel and high-amplitude reflectors with reasonable lateral continuity and high dip angle (Fig. 6), which corroborates the meta-sedimentary composition. In the region where it reaches the greatest depths, where it can exceed 4 s (TWT) (Fig. 11A), the basement is structured by a series of normal half-graben faults (Figs. 4, 5A and B, 6A) with minimum age assigned to the middle Silurian, based on its sedimentary fill. Limiting these half-grabens to the west and east, basement highs occur, which were later related to the implementation, respectively, of the Divisor and Batã faults (Figs. 9 and 10). These faults are characterized by being expressive sub-vertical structures with strikes ranging from NNW-SSE to NNE-

SSW, which occur continuously along several seismic lines, for more than 230 km of fault trace length in map view and propagate from great crustal depths to Cenozoic successions (Figs. 4-8).

#### 5.5.1.2 Devonian – Mississippian

This section corresponds to an interval never drilled and identified only in seismics, which, through correlation with the sub-Andean and Solimões basins, is believed to be composed of epicontinental marine deposits (Cunha, 2007). Although represented in the chronostratigraphic chart (Fig. 2), the presence of possible upper Silurian relics is not yet seismically well demonstrated. Despite not receiving a formal lithostratigraphic designation, these deposits mark the beginning of deposition in the Acre Basin, with preservation restricted to the asymmetric half-grabens of the basement, often exhibiting an apparent growth strata in an extensional regime and limited at the top by a Mississippian unconformity (Figs 2, 4, 5A and 6A). Strata in the lower part of the Devonian – Mississippian seismic unit are of moderate to low amplitude and, in its upper part, of high amplitude. The isochron map of this interval shows that most of the sedimentary succession, up to 1,212 ms, was accumulated on the western region of the basin, filling grabens following a NE-SW trend (Fig. 8A).



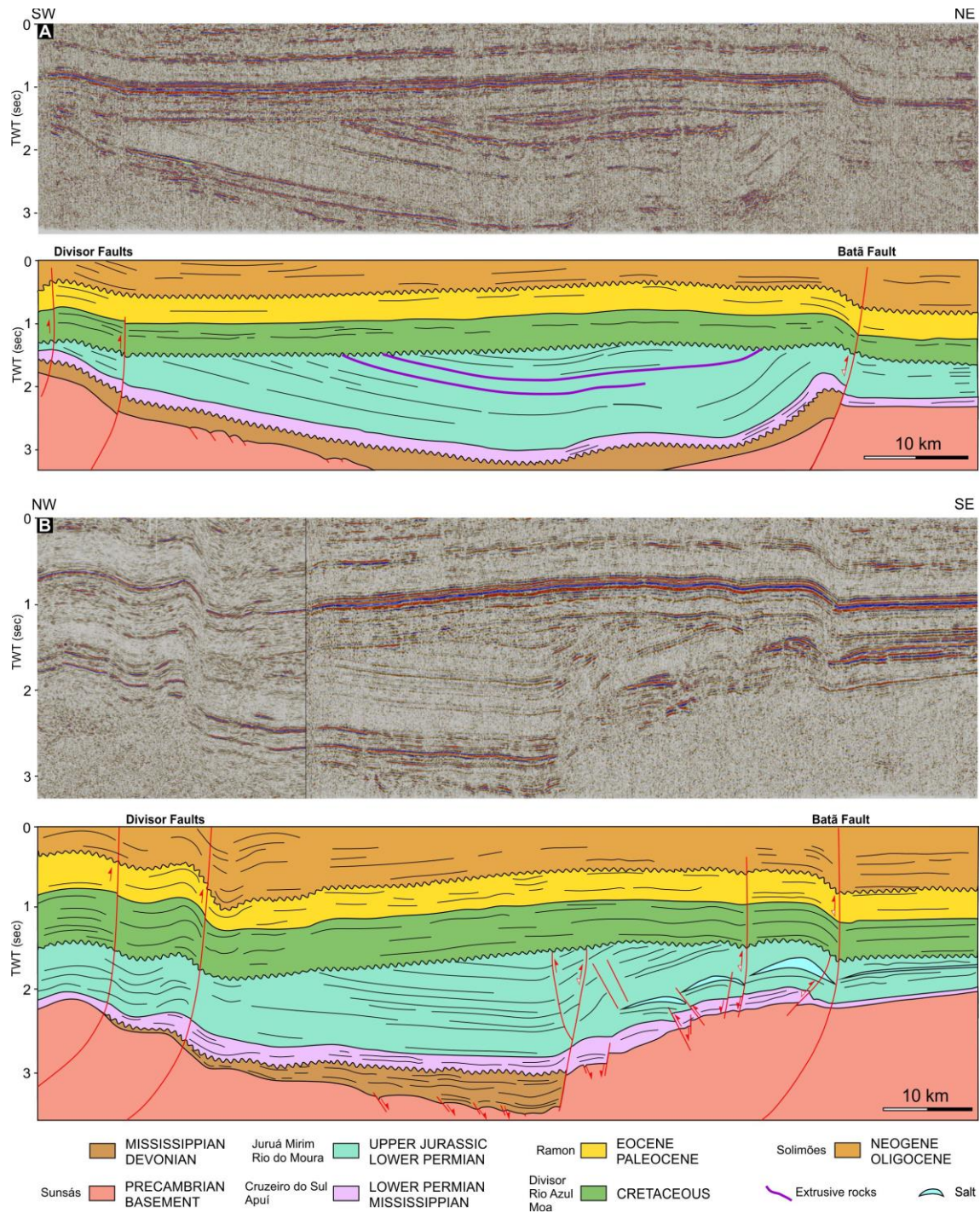


Fig. 4. (A) Seismic line through the seismic units from Devonian to Neogene showing the main unconformities, highlighting the Devonian – Mississippian seismic unit bounded on the eastern margin of the line by the Batã Fault, to the horizons of intrusive rocks partially eroded by the angular Juruá unconformity and for deformation along the Divisor and Batã faults. (B) Composite seismic line showing basement half-grabens filled with the Devonian – Mississippian deposits, and faults associated with salt pillows in the lower Permian – upper Jurassic interval. Vertical scale in two-way travelttime (TWT, seconds). For location see Fig. 3.

### 5.5.1.3 Mississippian – lower Permian

Represented by the Apuí and Cruzeiro do Sul formations (Fig. 2), it overlays the middle Mississippian unconformity and has a wide distribution, occurring throughout the basin, with a slight tendency to thicken along the half-grabens of the basement near the current Batã Fault (Fig. 4B, 5A and B) and thinning towards the eastern edge of the basin (Fig. 6). Internally the reflectors do not exhibit a divergent near faults pattern and do not point to syn-tectonic deposition. On the contrary, the geometric variation in thickness of the seismic interval seems to be just a product of the variation in accommodation along the asymmetric half-grabens and many times this increase in thickness is nonexistent or imperceptible (Fig. 4 and 7). Seismically the unit is characterized by a low amplitude in the lower part and high amplitude at the top. This interval is also cut by several minor faults located between the Divisor and Batã faults (Fig. 4B, 5B and C, 6), which can be divided into two groups according to fault tips, thus denoting different events: i) Minor faults, restricted to the Mississippian – lower Permian unit and ii) Faults extending from the basement to the Juruá unconformity in the late Jurassic.

The isochron map between the base of the Apuí Formation and the top of Cruzeiro do Sul Formation, reveals that the sedimentary depositional preference along the half-grabens region of the basement near the Batã Fault persists in the Mississippian – lower Permian interval (Fig. 8B). In this way, the largest accumulations occur in the block west of the Batã Fault, where they reach up to 1,015 ms (about 900 m thick) and tend to reduce to values below 0.2 ms towards the east.



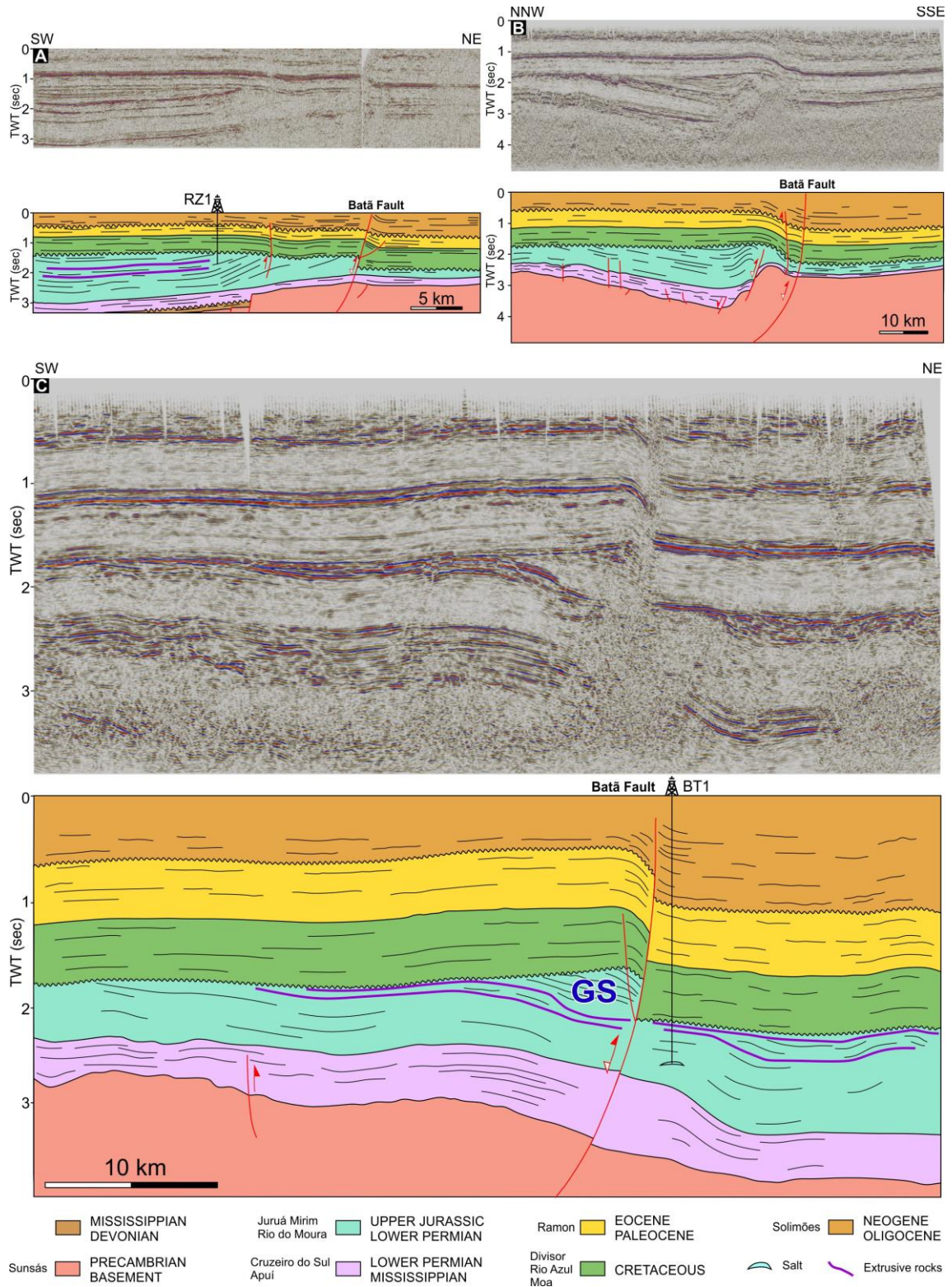


Fig. 5. (A) Composite seismic line showing basement half-grabens to the southwest and the difference in thickness in the lower Permian – upper Jurassic section west and east of the Batã Fault, denoting a rift tectonic stage. (B) Seismic line showing the basement high toward the eastern margin of the line associated with basin inversion and angular unconformity at the top of the lower Permian – upper Jurassic unit. Note also that this unconformity related to the Juruá orogeny is angular west of the Bata Fault and parallel

(disconformity) east of the same structure. (C) Seismic line through the northern part of the basin showing the basin inversion controlled by the Batã Fault and the consequent partial erosion of a probable extensional growth strata (GS). For location see Fig. 3.

#### 5.5.1.4 lower Permian – upper Jurassic

This seismic interval corresponds to the base of the Rio do Moura Formation to the top of the Juruá Mirim Formation (Fig. 2) and marks an important period in the history of the Acre Basin, being characterized by a heterogeneous seismic facies pattern (Figs. 4-7). Its lower part is predominantly marked by transparent reflectors, while strong and continuous reflections are marked in its upper part. Locally, chaotic reflections occur along the faults. However, the most important feature is the expressive angular unconformity that marks the top of this seismic unit. The high angle of the reflectors that define this unconformity to the west of the Batã Fault tend to sub-horizontalize to the east of the structure (Figs. 4, 5 and 9), suggesting a strong control of the fault in the tilting of the strata and an uplift from west to east. The pattern and age of this unconformity indicate origin related to the Juruá orogeny (Caputo, 2014).

The lower Permian – upper Jurassic interval is also distinguished by the occurrence of evaporites in horizontal levels or in the form of small, isolated salt pillows compartmentalized by faults (Figs. 4A, 5C and 9), causing incipient deformation in the overlying rocks. Another important aspect is the occurrence of at least two high amplitude reflectors above the salt, identified in wells as extrusive rocks (Figs. 4A, 5A and C). Both evaporites and extrusive igneous rocks occur punctually throughout the basin, with no clear control mechanism in their occurrence pattern.

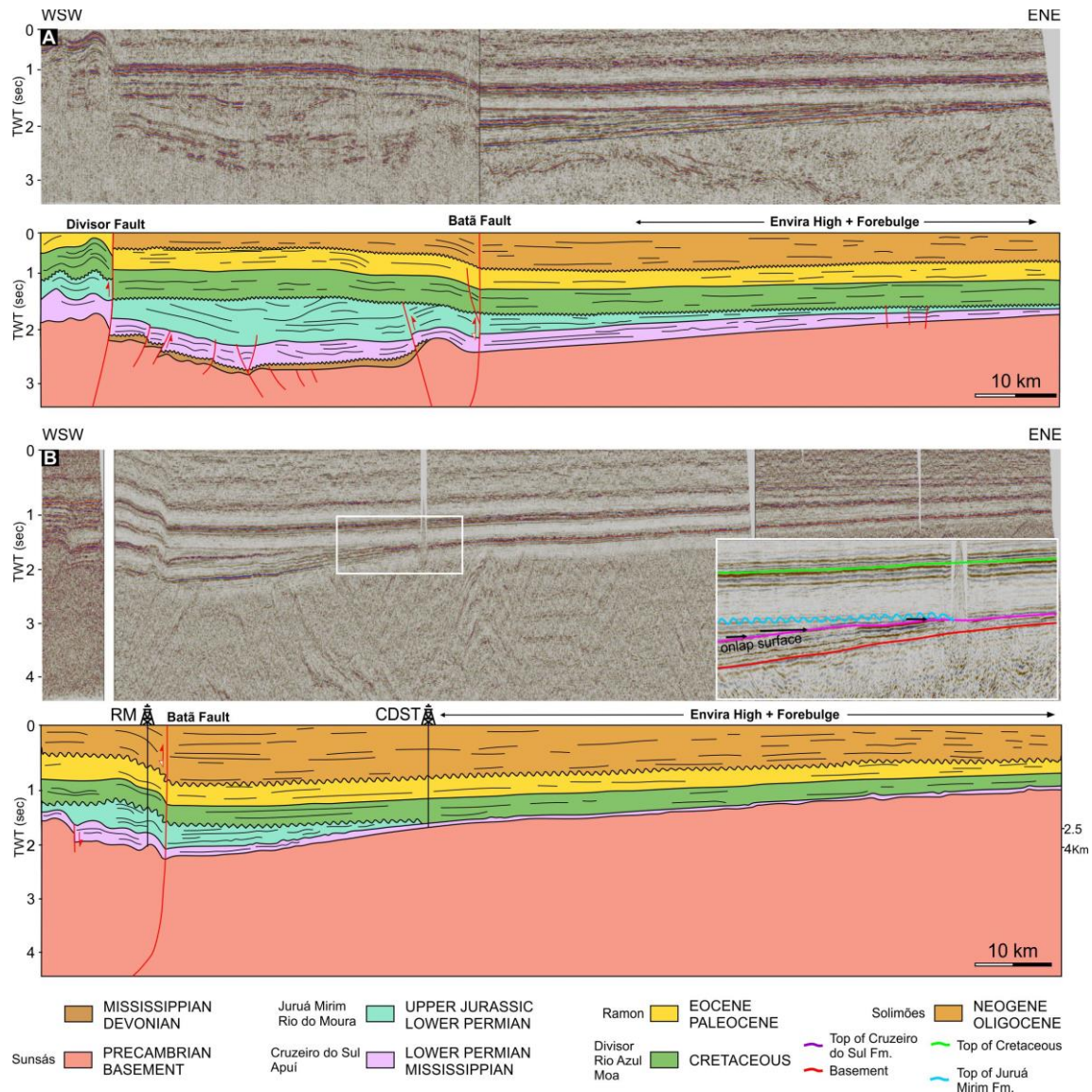


Fig. 6. Composite 2D seismic lines through the southern part of the study area, showing (A) basement half-grabens filled with the Devonian – Mississippian deposits, reversal of the Batã Fault, the Divisor reverse fault and the forebulge plus the upper Jurassic Envira High. (B) Apparent onlap of lower Permian – upper Jurassic deposits over the Mississippian – lower Permian unit in the basement high region that coincides with the location of Neogene forebulge. For location see Fig. 3.

This seismic unit is also locally compartmentalized by a series of reverse faults connected to the basement, with a fault tip between the Rio do Moura and Juruá Mirim formations or in Juruá's angular unconformity (Figs. 4A, 5B and 6A). However, the Batã Fault seems to be the structure that exerted the greatest control during this basin period.



The origin and effective depositional control of Batã Fault only occurred in the late Triassic - early Jurassic, as shown by the isochron map (Fig. 8C) and by the levels of evaporites and extrusive rocks in the rift stage. Greater thicknesses to the west of the fault (Figs. 4, 5 and 6A), sometimes with preserved growth strata (Fig. 5C) and smaller thicknesses to the east of the structure, point to an extensional deposition controlled by the Batã Fault. This rift stage was structured through the reactivation of ancient structures with a minimum age attributed to the Silurian, which limited the series of half-grabens in the basement (Figs. 4). On the other hand, the current positioning of the top of the seismic interval establishing a hanging wall in relation to the fault indicates a reversal of the Batã Fault in an event after the extensional rift (Fig. 4A, 5A and C, 9 and 10). This new regime is responsible for the inclination of horizons and folds that resulted in the angular unconformity that delimits the top of the upper Jurassic succession. This expressive post-rift unconformity (Fig. 11B) eroded the growth strata of the rift stage in most of the seismic lines and, likewise, did not allow the preservation of a possible growth strata associated with the basin inversion, which rules out a hypothesis of high subsidence rate during this period.

The time interval map between the lower Permian and the upper Jurassic unconformity (Fig. 8C) shows the greatest thicknesses exactly on the west flank of the Batã Fault where it reaches a maximum of 1,656 ms (TWT), corroborating the presence of growth strata along the fault in extensional regime. Greater thicknesses are also visualized further northeast towards the sub-Andean basins. On the other hand, east of the same fault, the thicknesses reduce abruptly and disappear after latitude 72°W. This thickness reduction in the isochron map is explained by the onlaps of the lower Permian – upper Jurassic succession over the Mississippian – lower Permian unit (Fig. 6B) and

especially by the unconformity of the top of the upper Jurassic Juruá Mirim Formation (Figs. 2, 6B, 7 and 10).

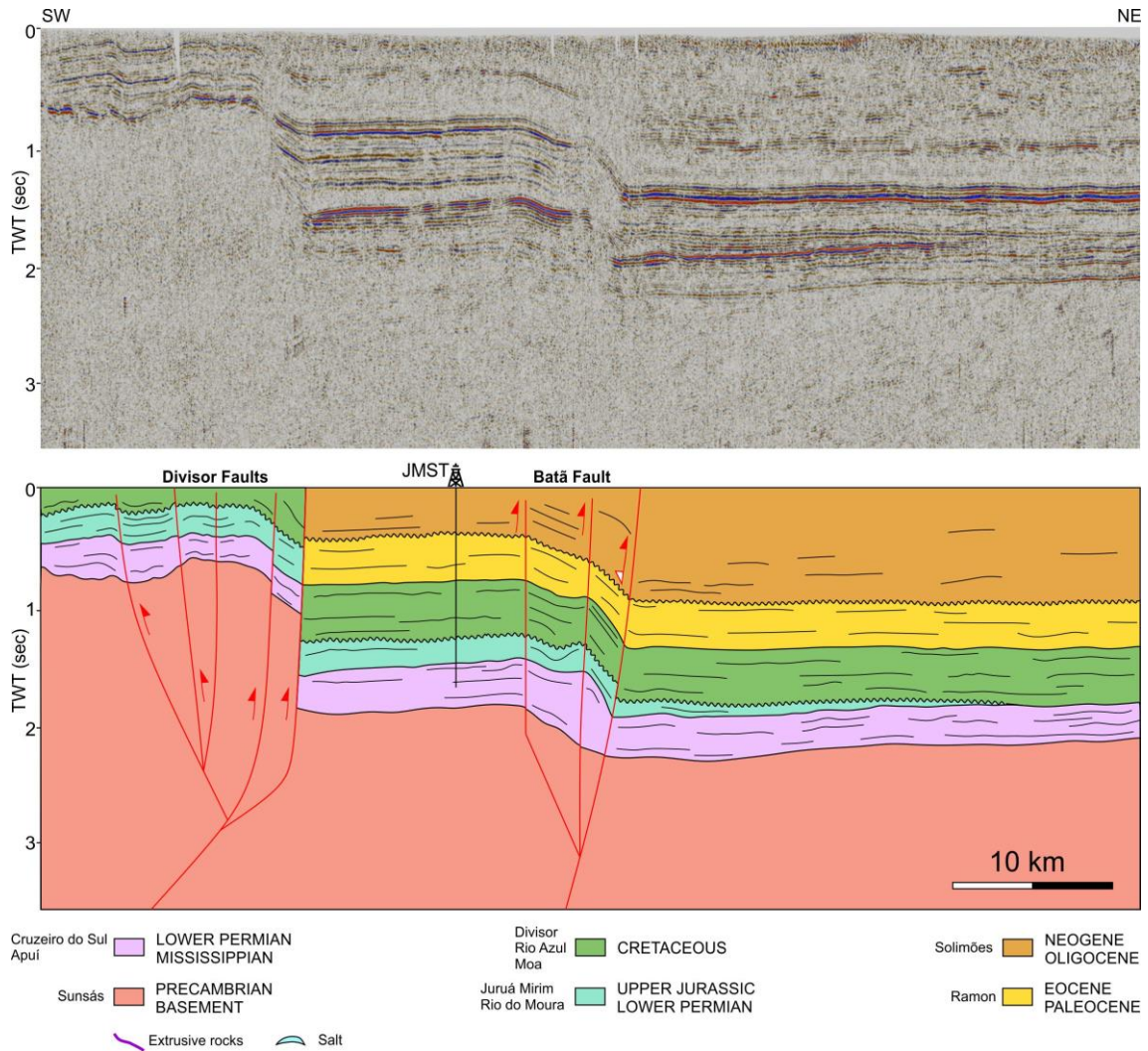


Fig. 7. Uninterpreted and interpreted southwest-northeast 2D seismic line showing basement highs associated with thick-skinned tectonics and erosion of Cenozoic deposits with outcrop of the Cretaceous section on the western margin of the Acre Basin. For location see Fig. 3.

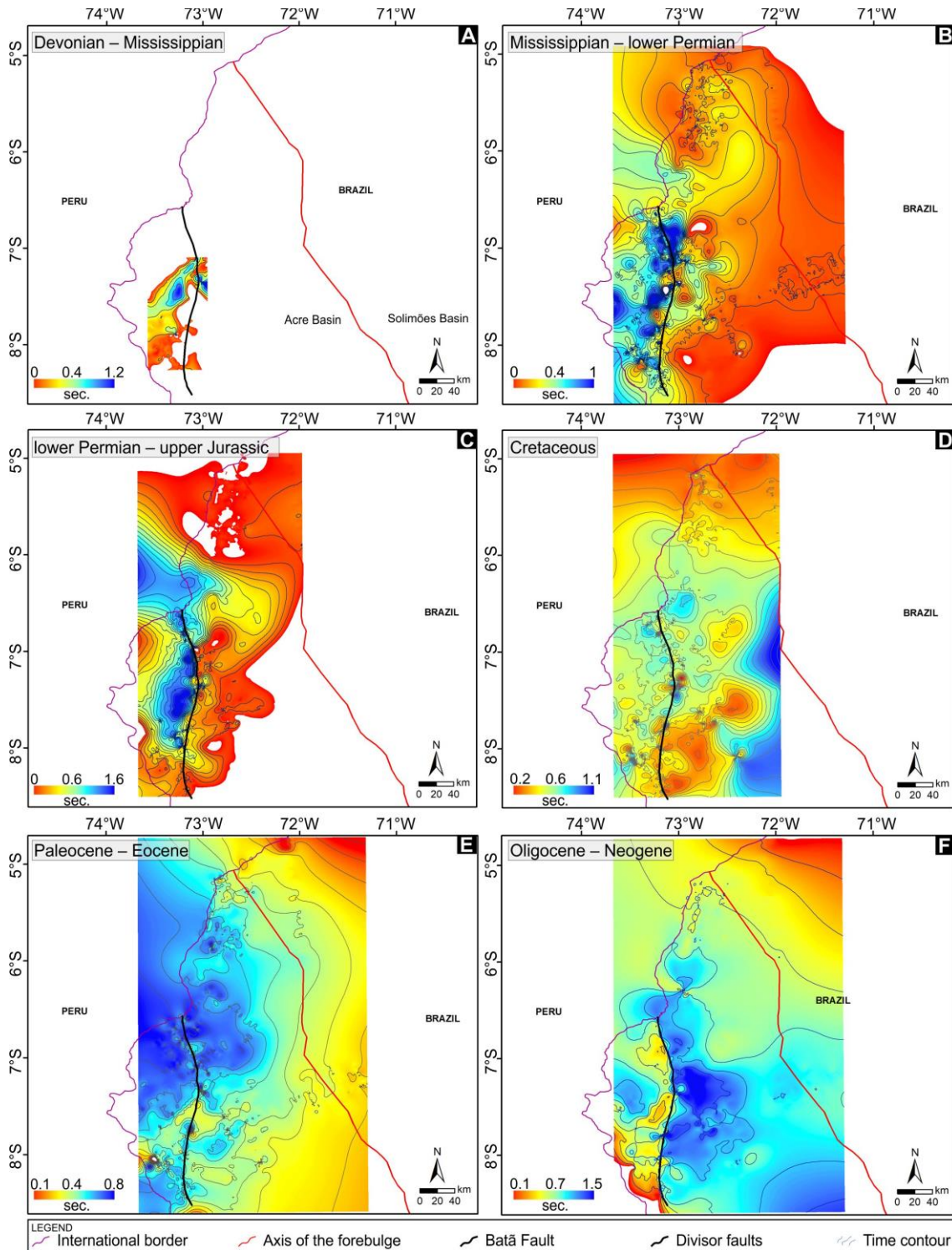


Fig. 8. Isochron maps from six seismic units from the Acre Basin, representing Paleozoic (A and B), Upper Paleozoic – Mesozoic (C and D) and Cenozoic (E and F) deposits.

#### 5.5.1.5 Cretaceous

This period overlays the angular Juruá unconformity and encompasses the Moa, Divisor and Rio Azul formations (Fig. 2). It presents seismic facies internally marked by reflectors that were originally horizontal, parallel and laterally continuous with low to medium amplitude and a top defined by uniform reflectors of high seismic amplitude. Locally, the lower portion of this interval presents a pattern of transparent seismic facies.

The faults that occur in this unit proceed towards younger seismic intervals and have caused localized deformations, in the form of asymmetric folding mainly related to the displacement of the Batã and Divisor faults (Figs. 4-7). Locally, there is uplift and erosion of part of the Cretaceous strata that outcrop in the extreme west of the basin, next to the hanging wall of the Divisor Fault (Fig. 7). The isochron map for this seismic unit (Fig. 8D) shows an absence of depositional control of the basement asymmetric half-grabens and a depocenter shift towards the easternmost portion of the basin, with values close to 2,000 ms. The smallest thicknesses occur north of latitude 6°S and south of latitude 8°S where they reach up to 0.205 ms. The structural map at the top of this seismic unit indicates a shallower position on the western flank of Batã Fault compared to the eastern region (Fig. 11C), delimiting the hanging wall arrangement.

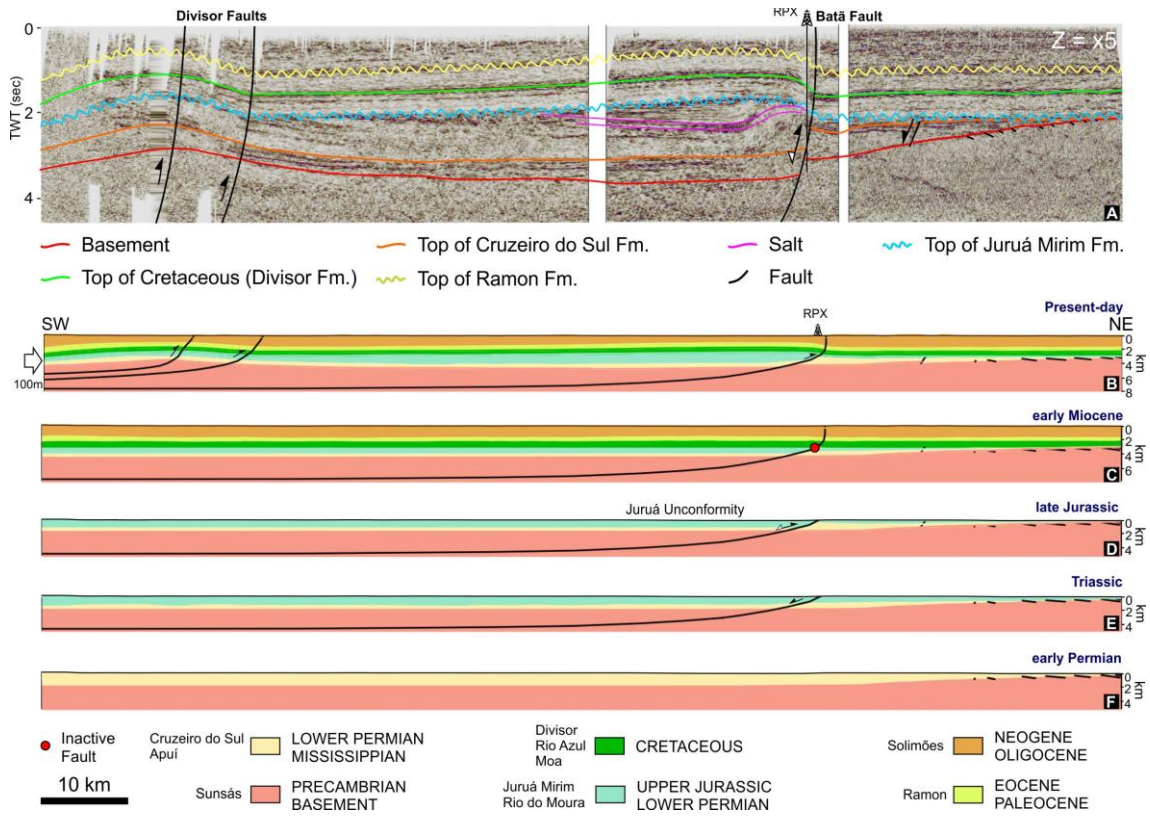


Fig. 9. Interpreted seismic line (A) and sequential restoration not exaggerated (true dip) of the balanced cross section (B-F), showing the inversion of the Batã Fault and deformation initiated during the Quechua III phase of the Andean orogeny in the middle Miocene. For location see Fig. 3.



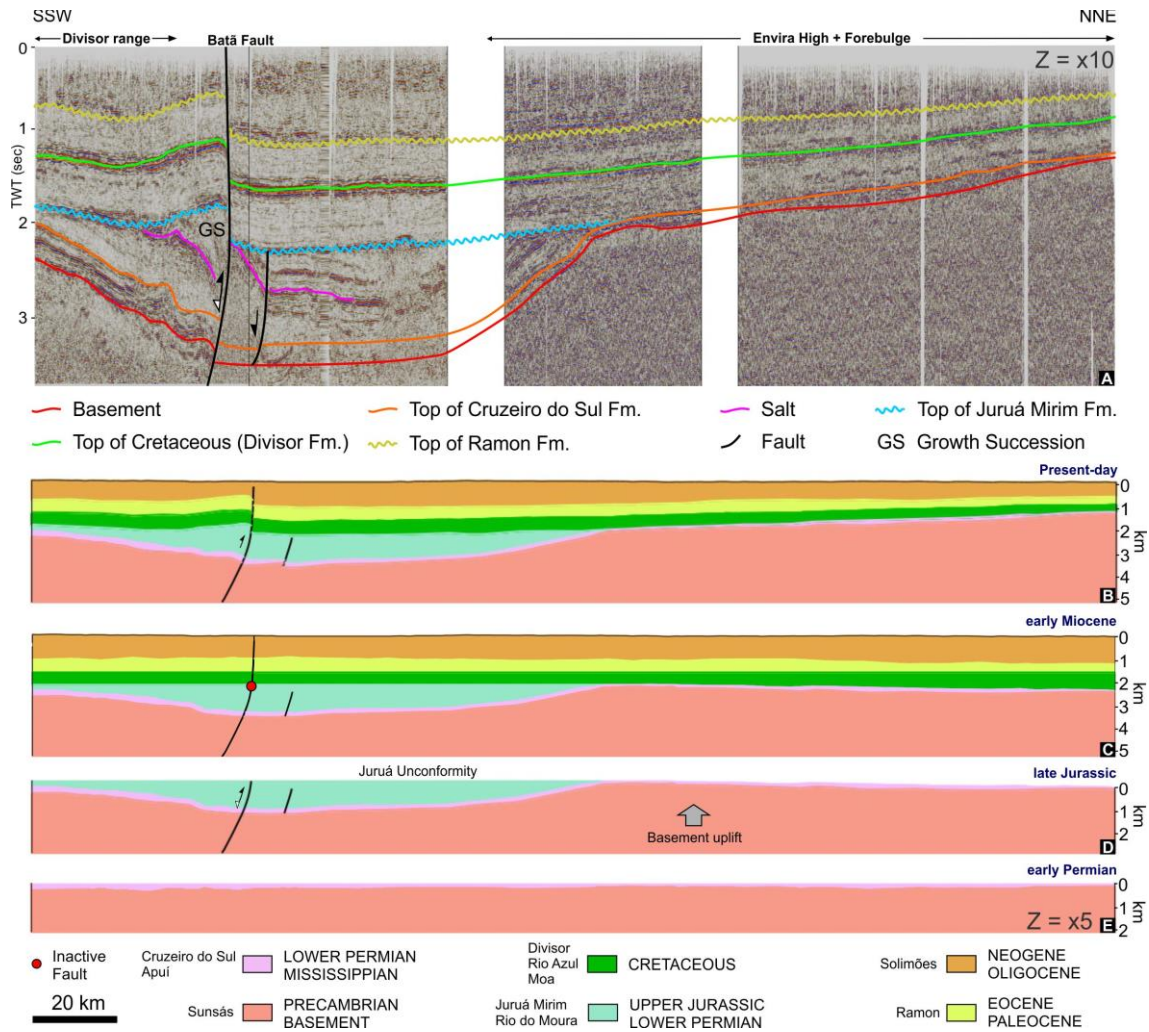


Fig. 10. Interpreted seismic line (A) and sequential restoration not exaggerated along the regional balanced cross-section of the northern edge of the Acre Basin (B-E) with emphasis on the Javari High (late Jurassic) in a coincident position with the forebulge (Neogene). For location see Fig. 3.

#### 5.5.1.6 Paleocene – Eocene

This interval is equivalent to the Ramon Formation and represents the first Cenozoic deposits of the Acre Basin (Fig. 2), characterized by reflectors predominantly of low amplitude, parallel, discontinuous and often with a transparent seismic facies pattern. The lower boundary is marked by a surface of moderate to high amplitude. The top of this interval is defined by discontinuous high amplitude reflectors that mark the Eocene age

unconformity (Figs. 4, 5 and 7). As in the previous seismic interval, important asymmetric folds occur associated with the reactivation of the Batã Fault and the establishment of the Divisor faults in contractional regime (Figs. 4-7). Locally, the deformation caused by the Divisor faults caused erosions of all or part of the Paleocene – Eocene succession at the western boundary of the Acre Basin (Figs. 6A and 7) along the Divisor Range.

The isochron map for this interval (Fig. 8E) shows a NW-SE trend with greater thicknesses coming from the Marañón sub-Andean Basin, where it reaches up to 0.803 ms and a generalized decrease of isochrons from latitude 72.2°W towards the east. As at the top of the Cretaceous, the structure map of the top of the Ramon Formation indicates lower values adjacent to the west flank of Batã Fault (Fig. 11D), reflecting the hanging wall.

#### 5.5.1.7 Oligocene – Neogene

This seismic interval corresponds to the Solimões Formation, marked by a high signal-to-noise ratio and discontinuous reflectors, being delimited at the top and bottom by erosion. While the base of this interval is defined by Eocene unconformity, the top is marked by recent erosion that has carved the topographical surface (Figs. 4-7). The folds caused by the Batã and Divisor faults that occur in previous seismic intervals also occur in the Oligocene – Neogene interval, however, part of the crests were eroded when they were placed above the base level during the evolution of the Amazonian landscape (Fig. 4). In seismic sections further south, the uplifts caused by the displacement of the Divisor faults did not allow the preservation of these deposits in the western limit of the basin (Figs. 6A and 7). This erosion process can also be observed on the isochron map (Fig. 8F), where smaller thicknesses occur exactly to the west on the hanging wall of Batã Fault

and the largest thicknesses occur to the east, on the footwall of the same fault, where it reaches up to 1,536 ms.

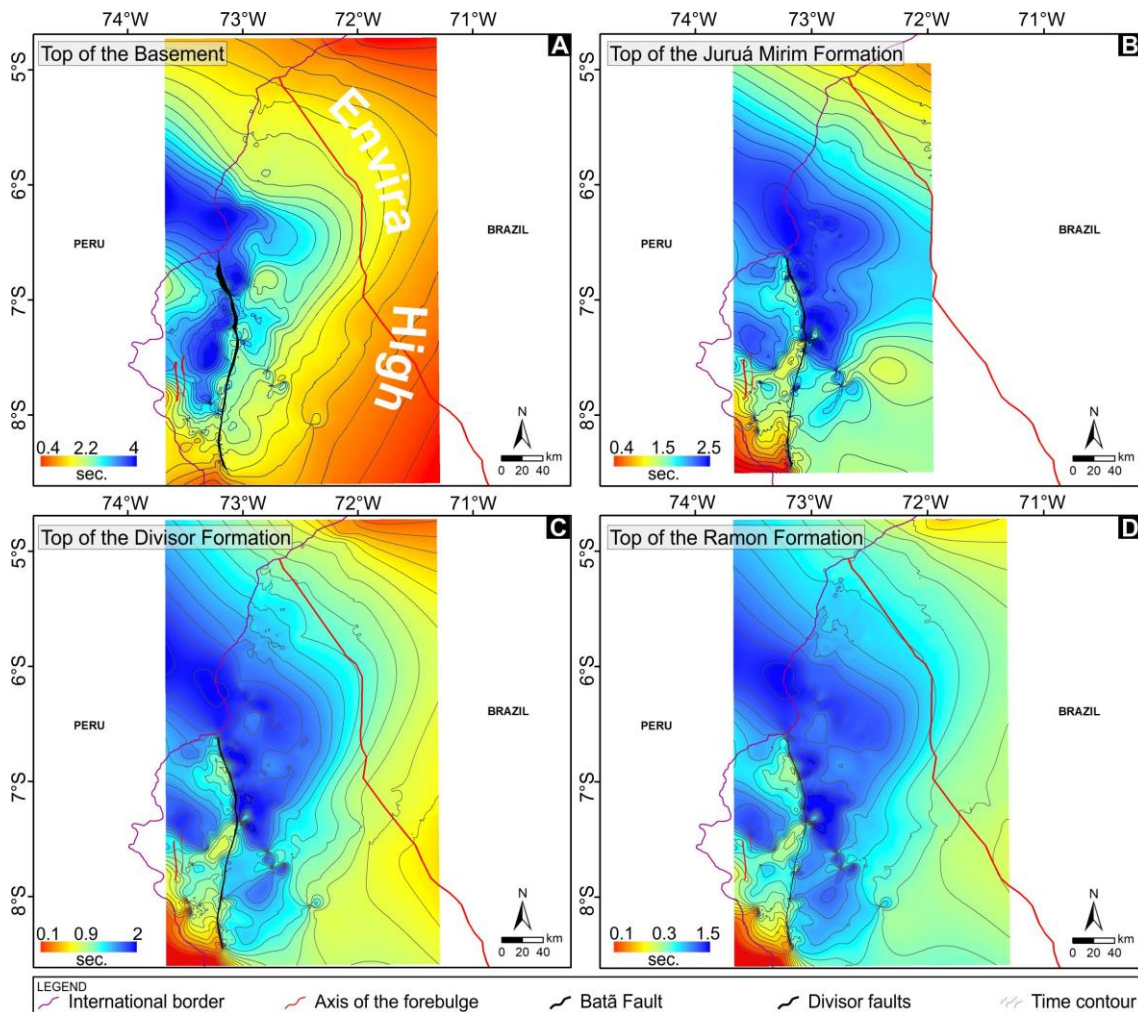


Fig. 11. Structural maps from four key horizons interpreted with seismic lines. (A) Time structure map of the top of the acoustic basement showing a basement low along the Batã Fault and the Juruá structural high to the east. (B) Juruá regional unconformity. (C) Top of the Cretaceous and (D) Eocenic unconformity.

### 5.5.2 Flexural modeling

Despite the long debate about the positioning of the Iquitos Arch (e.g., Roddaz *et al.*, 2005; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018 and references therein), there are no publications that demonstrate this structure through seismic surveys below 4°S latitude (Acre Basin). In our research, we present for the first time seismic sections transverse to

the Arch axis. The Iquitos Arch was interpreted here from the coincidence between the gravity high in the Marañón and Acre basins (Supplementary data 2) and the uplift of the basement distant between 30 and 100 km east of Batã Fault (Figs. 6 and 10). Likewise, the indication of the Iquitos Arch on the maps (Figs. 3, 8 and 11) was obtained from the interpretation that the main gravity high with general NW-SE trend is directly related to the axis of maximum amplitude of the forebulge depozone (Oliveira and Vidotti, 2023). Despite the gravity and seismic evidence, a proper interpretation of the Iquitos Arch and its association with a possible forebulge depozone necessarily goes through a flexural uplift analysis.

It is widely known that orogens like the Andes, with large tectonic loads caused by the fold-and-thrust belt, result in lithospheric flexure and the formation of a foreland basin system (DeCelles and Giles, 1996). In subduction zones between oceanic and continental crust with a two-dimensional load distribution, such as a linear mountain belt, the semi-infinite or broken plate model is commonly used. This model assumes that: i) the continental lithosphere is a thin elastic plate that covers an inviscid asthenospheric mantle, ii) line load suitably represents the load imposed by the wedge prism, iii) horizontal forces are negligible and iv) the mantle provides a hydrostatic restoring force (Turcotte and Schubert, 1982; Watts, 2001; Kirby, 2022), which is defined as:

$$y = 2Pb\alpha e^{-\alpha x} \cos \alpha x / (\rho_m - \rho_{in\ fill})g \quad (1)$$

where  $y$  = flexure, which can be negative or positive, respectively when downwards or upwards;  $Pb$  = line load/unit width applied at the end of the plate;  $x$  = horizontal distance;  $\rho_m$  = density of material beneath the plate, which is equivalent to the lithospheric mantle (3300 kg/m<sup>3</sup>);  $\rho_{in\ fill}$  = density of material above the plate, considering the filling of the foreland basin (2600 kg/m<sup>3</sup>);  $g$  = average gravity (9.81 m/s<sup>2</sup>) and  $\alpha$ , which corresponds to the flexural parameter given by the following math equation:

$$\alpha = \left[ \frac{4D}{(\rho_m - \rho_{in\ fill})g} \right]^{1/4} \quad (2)$$

where  $\rho_m - \rho_{in\ fill}$  is the mantle-basin fill density contrast (Turcotte and Schubert, 1982) and  $D$  corresponds to flexural rigidity or plate stiffness, which in turn is the resistance offered by a plate while bending due to any load applied to it. The flexural rigidity is given by:

$$D = E \times T_e^3 / 12(1 - \nu^2) \quad (3)$$

where  $E$  ( $8 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup>) and  $\nu$  (0.25) are the elastic constants for Young's modulus and Poisson's ratio, respectively.  $T_e$  corresponds to effective elastic thickness and describes an important property of the lithosphere, namely its flexural rigidity, or resistance to flexure by loading (Watts, 2001; Kirby, 2022). In a simplified scenario, the  $T_e$  depends strongly on plate curvature, crustal thickness, age, and temperature. The strength and rigidity of the cratonic cores result in higher values in these regions compared to other lithospheric regions (Audet, 2014), which is justified by the mathematical relationship in Eq. (3), where the flexural rigidity is proportional to the cube of the effective elastic thickness.

In this study, we considered the depths and densities of the crust and mantle obtained through airborne gravity data (Oliveira and Vidotti, 2023). The densities were estimated at 2,865 kg/m<sup>3</sup> for the crust and 3,250 kg/m<sup>3</sup> for the mantle, resulting in a density contrast of 385 kg/m<sup>3</sup>, close to that obtained by Chase *et al.* (2009) for the Central Andes. Two lithospheric flexure profiles were constructed and compared with their respective gravity and topography profiles (Fig. 12). The choice of profiles considered the positioning of the seismic lines, the gravity complexity, and the strike orientation of the wedge prism (supplementary data 2). In both cases, the distance from the load to the crest of the peripheral forebulge uplift ( $x_b$ ) is approximately the same, varying from 445

km in the northern profile (Fig. 12A) to 480 km in the southernmost profile (Fig. 12B). Similarly, the amplitude of the peripheral uplift was around 90 m in both cases.  $D$  values varied between  $2.02 \times 10^{24}$  N-m and  $2.76 \times 10^{24}$  N-m, being consistent with those indicated by Roddaz *et al.* (2005) for the flexural rigidity of the lithospheric region where the Marañón Basin occurs. The  $T_e$  values obtained in our research vary between 65 and 71 and are compatible with the main estimates for the sub-Andean region that encompasses the Acre Basin (Stewart and Watts, 1997; Watts, 2001; Roddaz *et al.* 2005; Pérez-Gussinye *et al.*, 2007; Sacek and Ussami, 2009; Tesauro, 2012; Audet, 2014). Finally, our flexural modeling is compatible with the location of the forebulge and its distance from the thrust front related to the Eastern Cordillera indicated in the main lithospheric flexure models for the Central Andes region (Roddaz *et al.*, 2005; Chase *et al.*, 2009; DeCelles, 2012). However, unlike what was pointed out for the Marañón Basin (Roddaz *et al.* 2005; Calderon *et al.*, 2017; Calvès *et al.*, 2019), where there is a correlation between topography and the peripheral uplift, in the Acre Basin no topographic elevation associated with the forebulge was identified (Figs. 3A and 12).

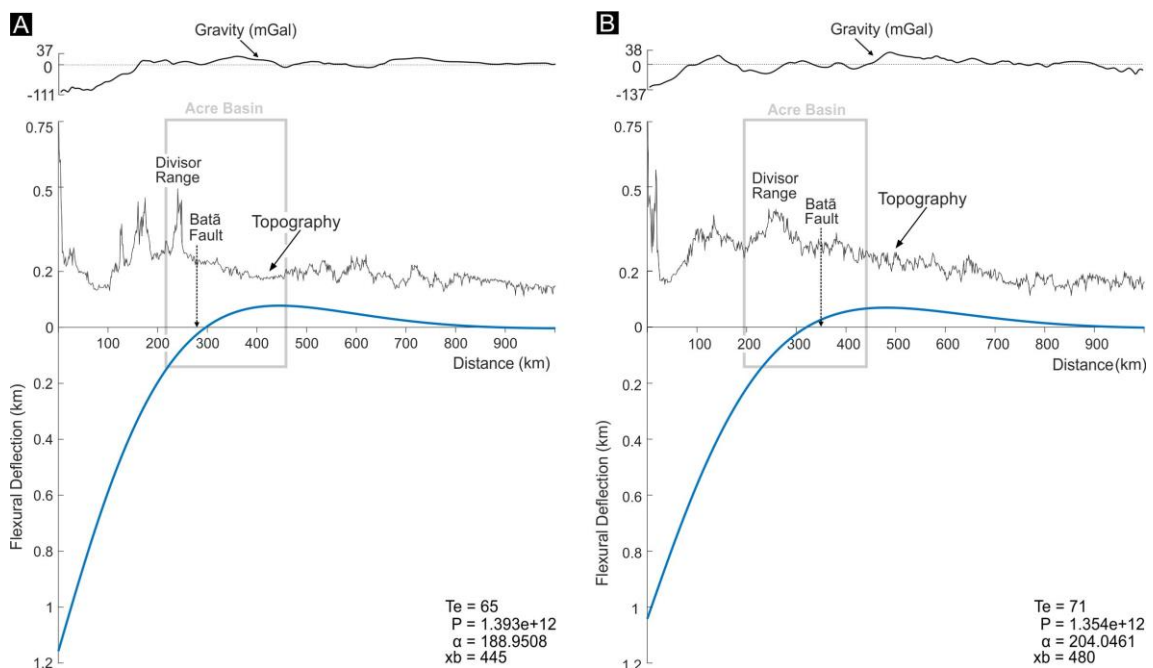


Fig. 12. Topographic, gravity (EGM2008) and flexural profiles from a thin, semi-infinite, elastic plate floating on an inviscid asthenospheric mantle, **(A)** Across Sub-Andean region where the seismic lines used in this study are located. **(B)** Sub-Andean region relatively south of the study area. For location see Supplementary data 1.

## 5.6 Discussion

### 5.6.1 *Pre-Andean uplift, forebulge and the Andean deformation*

The dynamics related to the implantation and evolution of the Iquitos Arch is of fundamental importance not only for the understanding of the limits and filling of the Acre Basin, but mainly for the understanding of the extension of the advance of the Andean deformation and of the processes that controlled the establishment of the Western Amazon Foredeep installed during the Neogene, covering parts of Colombia, Ecuador, Peru, Bolivia and Brazil (Oliveira and Vidotti, 2023). A forebulge can be identified by gravity highs (Stewart *et al.*, 2018; Oliveira and Vidotti, 2023), seismic data (Lopez-Gamundi and Lopez-Gamundi, 2018), flexural modeling (Chase *et al.*, 2009; DeCelles, 2012), topographic elevation associated with a change in drainage pattern (Roddaz *et al.*, 2005; Calvès *et al.*, 2019), a change in sediment provenance (Horton and DeCelles, 2001; DeCelles and Horton, 2003; Hulka and Heubeck, 2010), a change in the depositional environment, and a decrease in sedimentation rates (Uba *et al.*, 2006), the presence of a large unconformity, often associated with the development of a paleosol (Crampton and Allen, 1995; DeCelles *et al.*, 2011; Horton, 2018;2022), the presence of onlaps towards the craton (Crampton and Allen, 1995; Horton, 2022) or the combination of several of these parameters (Fuentes *et al.*, 2009; Louterbach, 2014).

No wells have penetrated the expected region of axis of the Iquitos Arch (Figs. 1 and 3), but in the restoration of a regional composite seismic section that crosses the Acre Basin for more than 250 km in the SSW-NNE direction (Fig. 10), it is possible to see that

the region marked by the gravity high associated with the maximum height of the Iquitos Arch (supplementary data 2) coincides with a broad basement uplift. Rocks from the base of the lower Permian – upper Jurassic seismic unit represented by the Rio do Moura Formation are observed locally to onlapping the lower Permian Cruzeiro do Sul Formation (Fig. 6B) and suggest that the basement has formed a discrete depositional high since the early Permian. The probable age of this uplift is compatible with the periods of compressional deformation related to the absolute movement of Gondwana (Chew *et al.*, 2016) in the event known as the Gondwanide orogeny (Fig. 2), also active in the other sub-Andean basins of the Central Andes (Ramos, 2018a). However, the terminations of seismic reflectors interpreted here as onlap are incipient and are not accompanied by a hiatus between the Cruzeiro do Sul and Rio do Moura formations (Fig. 2), thus being possibly indicative of a smaller tectonic pulse associated with a small uplift, without significant change in the general depositional regime, and does not fully justify the broad structural high seen in the basement east of Batã Fault. Important analogous structural long-lived highs that border the sub-Andean basins of Peru such as the Manu and Contaya arches (Fig. 1) seem to have been active in controlling sedimentation since the Permian (Mathalone and Montoya, 1995; House *et al.*, 2000). However, more recently, the Contaya Arch has been interpreted as formed during the Triassic-Jurassic and later reactivated in the Neogene (Hermoza *et al.*, 2006; McGroder *et al.*, 2015; Stewart *et al.*, 2018; Zelasco, 2010), which denotes the complexity of these arcs and the difficulty in reconstructing their sequential evolution.

After the implementation of this initial uplift, this basement region east of Batã Fault remained structurally stable from the Triassic to the early Jurassic and internally without important faults (Figs. 6 and 10). On the other hand, there are strong indications that this same basement region east of the Batã Fault was reactivated in the late Jurassic during



the Juruá orogeny through a regional uplift, associated with basin inversion and angular unconformity. A striking example occurs at the eastern edge of the basin (Figs. 3A and 11A), where the absence of Triassic and Jurassic deposits was probably due to erosion related to the basement uplift during the Juruá orogeny, which made the Cretaceous overlay the Paleozoic section (Figs. 6B, 7 and 10). In comparison, some authors propose that the Iquitos Arch region was already a tectonic high with exposure of part of the basement during the late Jurassic (Erlich *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018), which can be visualized on a seismic line in the northern Marañón Basin, about 350 km from the Acre Basin (Lopez-Gamundi and Lopez-Gamundi, 2018). However, in the Acre Basin, there is no evidence of exposure of the basement, which may have occurred in the Solimões Basin. Both the Envira Arch (Caputo, 2014) interpreted as a basement high in a parallel arrangement and about 100 km west of the axis of the Iquitos Arch, and the Paraguá Arch, a structural high near latitude 7°S with an E-W trend that divides the Central and Jaquirana troughs (Fig. 3B) (Oliveira, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2010) has also been attributed as a structure generated during the Juruá orogeny (late Jurassic). Our data also demonstrate that this structure is broader than expected for a tectonic arc and there was no complete erosion of the Phanerozoic deposits and exposure of the basement (Caputo, 2014; Hurtado *et al.*, 2017) during the uplift of this structure, here renamed the Envira High..

Preexisting structures or basement fabrics controlling Cenozoic deformation are not uncommon and have been described throughout the Peruvian sub-Andean zone (e.g., Mathalone and Montoya, 1995; Eude *et al.*, 2015; Calderon *et al.*, 2017; McClay *et al.*, 2018; Zamora *et al.*, 2019). The fact that most intraforeland block uplifts exhibit a lower width, a higher structural relief, and are geometrically linked to crustal-scale structures of moderate to large displacement (Horton, 2022) help distinguish between a purely

flexural forebulge and a basement block uplift in the distal foreland. Our analysis was limited by the scarcity of data from outcrops, drill and sidewall cores, which did not allow a detailed stratigraphic analysis that could help in differentiating between fault reactivation and flexural deformation in the distal foreland basin (Cf. Bayona and Thomas, 2003). However, when comparing the positioning and dimensions of the basement high in seismics (Figs. 6 and 10) with the flexural profile (Fig. 12), it is evident that despite being geographically coincident, the amplitude of the peripheral uplift estimated by flexural modeling of around 90 m is incompatible with the elevation of the basement (around 1,500 m), considering the depth of the wells and the interval seismic velocity (Fig. 6B). In addition, the basement high is positioned adjacent to the Batã Fault (Figs. 6 and 9), which in turn is a crustal-scale structure with kilometric displacement. Oliveira and Vidotti (2023) also demonstrated that the disposition of the expected axis of the Iquitos Arch in the Acre Basin was in part controlled by structures inherited from the Juruá orogeny. Therefore, these factors together indicate locally non-elastic mechanisms of forebulge uplift influenced by the uplift of intraforeland basement blocks (Fig. 13) in a context analogous to that proposed for the Neogene Andean foreland basins of the southern Pampas, northern Patagonia, and the Pantanal wetland (Horton & DeCelles, 1997; Ussami *et al.*, 1999; Folguera *et al.*, 2015). There is an important contribution of flat subduction of the Nazca Ridge to the flexural response of the Acre Basin. The absence of correlation between topography and uplift of the forebulge is likely due to the presence of the Fitzcarrald Arch wherein the uplift generated by the Peruvian flat slab subduction linked to the buoyancy of the subducted Nazca Ridge obliterated the relief created by the forebulge (Espurt *et al.*, 2010). By overcompensating the flexure of the South American plate, the Fitzcarrald Arch prevents the classical partitioning of the Amazonian foreland basin (*sensu* DeCelles and Gilles, 1996) since ~4 Ma (Espurt *et al.*, 2007).

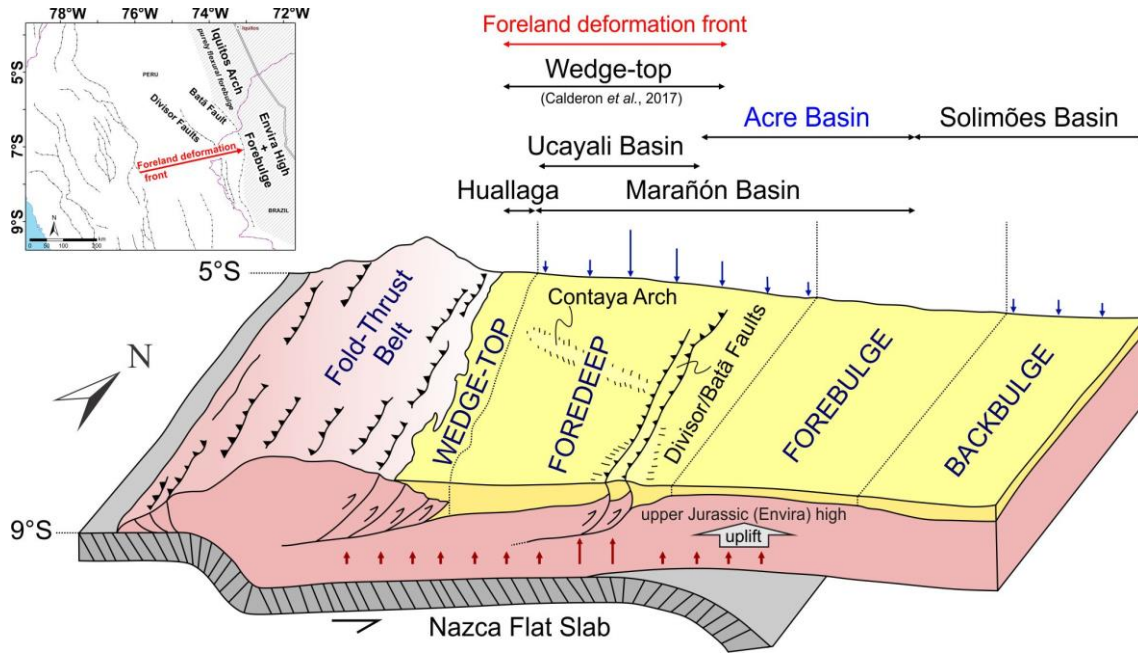


Fig. 13. Present-day schematic block diagram for the Peruvian flat slab region showing the relationship between the flexural subsidence (blue vertical arrows, based on Horton, 2022) and the uplift caused by increased interplate coupling during flat slab subduction plus the uplift of intraforeland basement blocks along crustal-scale reverse faults and the flexural uplift (red vertical arrows). Also note the arrangement of the Acre Basin within the overfilled retroarc foreland basin system. Not to scale.

However, the distinctive setting of the forebulge in the Acre Basin does not appear to have been exclusively influenced by the upper Jurassic basement high and the Fitzcarrald Arch. Anomalously thin crust identified by the gravity and the receiver functions combined with the H-k stacking for the same region (Albuquerque *et al.*, 2017; Almeida *et al.*, 2021) tend to result in higher temperature in the lithospheric region of the forebulge and suggest a thermal inheritance associated with a crustal extension stage and asthenosphere rises. This apparent crustal thinning in the Acre Basin was probably inherited from a rift tectonic stage in a simple shear rift model (*sensu* Wernicke, 1985) (Fig. 14) that occurred before the Juruá orogeny during the Triassic - early Jurassic, in a position immediately adjacent to the Batã Fault and the current Iquitos Arch (Oliveira and Vidotti, 2023), according to flexural modeling and gravity anomalies. This rift stage

resulted in normal faults, growth strata, basaltic flows and evaporite deposition (Figs. 2, 4, 5, 9 and 10). The thermal configuration of the lithosphere influences structural geometries and orogenic deformational patterns both locally through changes in the yield strength and friction coefficient of preexisting faults, and on a regional scale, controlling the integrated strength of rock materials and the patterns of strain localization (Horton and Folguera, 2022) and may have conditioned the basement uplift during the Juruá orogeny and the current obliteration of the forebulge in the Acre Basin.

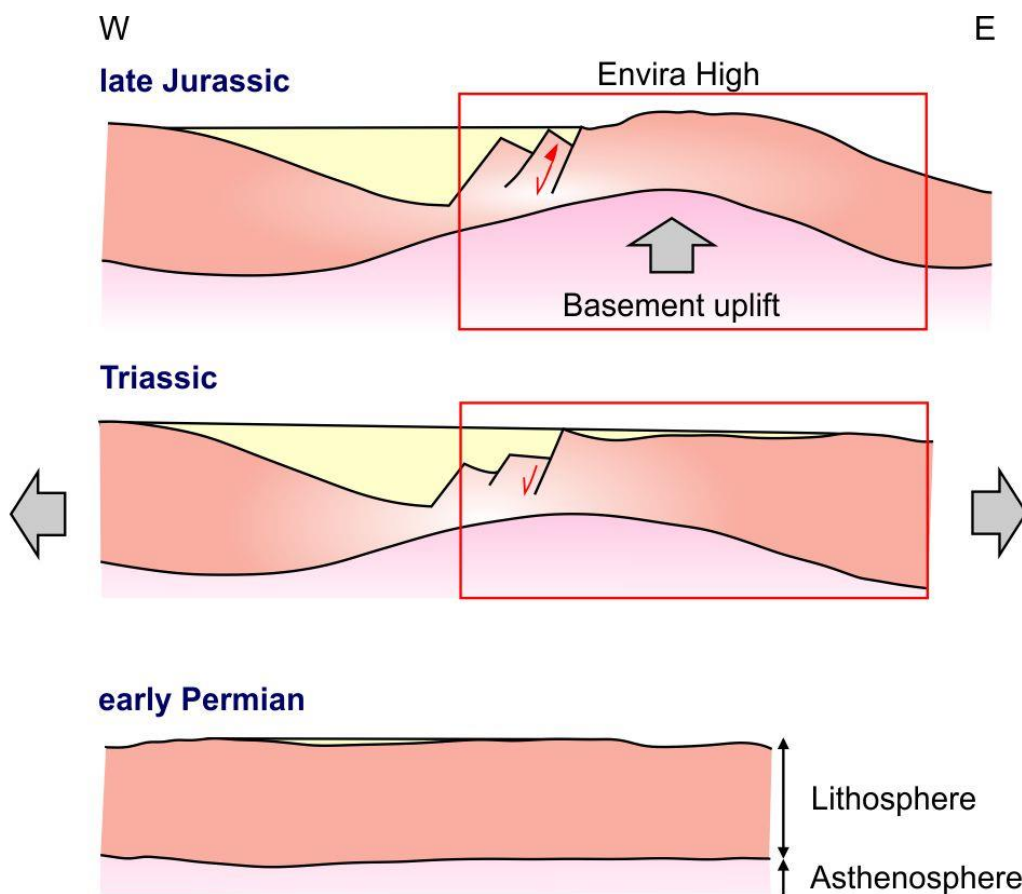


Fig. 14. Schematic model of the Acre Basin (red rectangles), demonstrating lithospheric evolution from tectonic stability in the early Permian, to sub-Andean rifting initiated during the Triassic in a simple shear model (Wernicke, 1985) with the Batã Fault limiting the rift edge to the east and the thermal axis shifted to the region where, later during the Juruá orogeny, the Javari High was implanted. Not to scale.

The positioning of the Iquitos Arch in the Acre Basin, controlled by old structures in a dynamic different from that classically expected for a flexural forebulge (Cf. DeCelles & Giles, 1996; Horton & DeCelles, 1997; DeCelles, 2012) makes it difficult to verify a possible temporal evolution with bulge migration towards the Amazonian Craton to the east (Cf. Jordan 1995; Ussami *et al.*, 1999; DeCelles, 2012; Horton, 2022) since this migration may not have been continuous and gradual. Despite the few exploration wells, scarcity of outcrops due to weathering amidst extensive rainforest cover and limited seismic coverage, the apparent lack of growth strata and reflectors with a divergent pattern towards the Andes can be explained by the fact that the Acre Basin is in a foredeep position distal to the fold-thrust belt. Furthermore, due to the reactivation of old structures in the basement, this causes the subsidence not to be fully flexural (Fig. 13), and this is also due to erosion at the top of the Solimões Formation not allowing the preservation of a possible growth strata related to Neogene Andean deformation (Figs. 2, 6A, 7 and 9). Stratigraphic relationships indicate a minimum Pliocene age for this unconformity, which probably has its origin related in part to the uplift of the Fitzcarrald Arch and in part to the advance of the Andean deformation front, which resulted in the reactivation of the Batã Fault and the appearance of the reverse Divisor faults. Similarly, the absence of a topographic high related to the forebulge can be explained by the large sediment supply in the context of a complete overfilled foreland basin system (Cf. Jordan 1995; DeCelles 2012; Horton, 2018), and again due to the uplift of the Fitzcarrald Arch and related Pliocene erosion (Espurt *et al.*, 2007; 2010) (Figs. 2, 4B, 6 and 7). Furthermore, the effect of the topographic elevation related to the Cenozoic Arc of Iquitos may have been attenuated by the late Jurassic basement high, since both have a similar position and wavelength. Wesselingh *et al.* (2006) based on surface architecture of the mollusc zones in the Marañón Basin, also reinterpreted the hypothesis of anticline interpretation related

to the Iquitos Arch (Roddaz *et al.*, 2006; Calderon *et al.*, 2017) and attribute the northwest-southeast gravity lineament (Supplementary data 2) to extinct (Mesozoic-Paleogene) forebulge remains in the subsurface. However, this interpretation is not compatible with the model of forward migration of the depozones during the mesozoic-cenozoic (Roddaz *et al.*, 2010; Horton, 2018). There is also a conceptual issue about the compartmentalization of the foreland basin system in the region. Considering the scheme proposed by Calderon *et al.* (2017), where in the Moyabamba-Marañón structural cross-section the Marañon Basin corresponds to the wedge-top depozone, the westernmost region of the Acre Basin, between the Divisor and Batã faults, would correspond to the present-day wedgetop depozone of the Amazonian retroarc foreland basin. However, this approach becomes complex when considering the region 150 to 200 km to the north as a foredeep depozone. An interpretation considering the extent of the wedge-top depozone to about 250 km east of the Andean topographic front differs from some models (e.g., Eude *et al.*, 2015; Horton, 2018), and expands the area of the foredeep depozone towards the Craton, which makes elastic lithospheric plate flexure models unfeasible (Horton and DeCelles, 1997; Roddaz *et al.*, 2005; Chase *et al.*, 2009) and tends to shift the forebulge positioning far east of the proposed position for the region (Roddaz *et al.*, 2005; DeCelles, 2012; Stewart *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018). In this sense, perhaps the most appropriate path for the purposes of this manuscript is to address the partition into tectonomorphic elements, where the Andean topographic front corresponds to the region where the Andean fold-thrust belt meets the low-relief foreland basin, and the foreland deformation front, which corresponds to the maximum inboard limit of deformation advance linked to Cenozoic structures (Horton *et al.*, 2022abc). In this context, we propose the abandonment of the terminology “Iquitos Arch” for the Acre Basin, since the

flexural characteristics conceived for its definition in the Marañón Basin are not repeated in the Brazilian territory.

If, on the one hand, there is a certain complexity in the establishment of the forebulge, on the other hand, there are structures that are easily associated with the Andean orogeny. During the Eocene, there was a significant regional uplift that materialized in the unconformity that defines the contact between the Ramon and Solimões formations and demarcates the lower edge of the youngest seismic unit (Figs. 2, 11A). This unconformity encompassed the entire Acre Basin and propagated towards the sub-Andean basins of Peru (Mathalone and Montoya, 1995; Baby *et al.*, 2018; Erlich *et al.*, 2018; Zamora and Gil, 2018), being correlated in age with the shortening caused by the Incaic Event (Noble *et al.*, 1979; Mégard, 1984; Sempere *et al.*, 1990; Ellison *et al.*, 1989; Cobbold *et al.*, 2007; Armijo *et al.*, 2015). Mathalone and Montoya (1995) proposed a stratigraphic chart for composite Marañón, Ucayali and Madre de Dios basins, and also attributed this unconformity to the Incaic tectonic event. Nevertheless, despite suggesting the onset of Andean deformation in the Acre Basin, there is no Eocene deformation in the foredeep of the Amazonian retroarc foreland basin (Horton, 2018; Prudhomme *et al.*, 2019; Roddaz *et al.*, 2011). The main region affected by the Incaic pulse of compressive deformation is far from the study area of this manuscript, restricted to the Western Cordillera (Incaic Cordillera), the adjacent Marañón fold and thrust belt, Cordillera Domeyko, and the south Peru forearc (Prudhomme *et al.*, 2019). In a regional approach, the Eocenic unconformity identified in the Acre Basin corresponds to the Paleogene unconformity identified in the sub-Andean retroarc basins of Peru and Bolivia (Custódio *et al.*, 2023; Louterbach *et al.*, 2018; Roddaz *et al.*, 2010). This paleogene unconformity is diachronous along the strike and may be related to tectonic quiescence (Horton, 2018; Roddaz *et al.*, 2011) due to orogenic unloading (Catuneanu, 2004; Catuneanu *et al.*, 2005, 2000; Roddaz *et al.*, 2011).

In this sense, the Ramon Formation becomes a key unit as its top is marked by this unconformity. Initially its age was attributed to the Maastrichtian based on the few data of biostratigraphy by palynomorphs (Feijó and Souza, 1994). Correlations with the Thanetian (59.2 – 56 Ma), Huyabamba Formation in the Madre de Dios Basin (Louterbach *et al.*, 2014) and the Maastrichtian Vivian Formation (Custódio *et al.*, 2023), also suggest a Maastrichtian age (Hurtado *et al.*, 2017). However, in the last lithostratigraphic review of the Acre Basin, Cunha (2007) chose to place the Ramon Formation in the Paleocene, following the proposal by Barros *et al.* (1977), based on a correlation with red beds from the other sub-Andean basins and interpreting the unconformity that defines its top, as having originated during the Quechua III phase. Therefore, further biostratigraphic studies are necessary for the adequate definition of the lithostratigraphic position of this formation, since the available data are inconclusive and we do not have enough elements to propose its repositioning.

Since the Eocene, a new sedimentary cycle has been established amidst the first clear evidence of the Andean orogeny, marked by the deposition of sandstones from the Solimões Formation in a fluvial-lake environment (Wanderley-Filho *et al.*, 2010). However, the Acre Basin was especially affected by orogeny during the Neogene, through folding, uplift and inversion (Figs. 4, 7 and 9). The basement-involved reverse Divisor faults and the last reactivation of the Batã Fault seem to be contemporary and responsible for the formation of the smooth asymmetrical folds that deformed the entire basin filling (Figs. 4-7, 9 and 10) and generated discrete topographic highs disconnected from the Andes (Figs. 3A, 12 and 14). This intraforeland deformation was probably initiated during the Quechua III phase (Middle Miocene), resulting in uplift and hiatus that extended at least into the Pliocene (Cunha, 2007), also identified in the sub-Andean basins of Peru and Bolivia (Eude *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018). The small horizontal shortening



of approximately 100 m indicated during the restoration (Fig. 9) can be justified by the deformation pattern associated with these faults being exclusively of the thick-skinned type, being especially relevant when analyzed from a geodynamic point of view and the extent of advance of the deformation, far inboard of the mountain front. The structural style is partly similar to the breaking through of the fault-propagation folds model (Suppe and Medwedeff, 1990), however, in the Acre Basin the detachment is in great depths of the basement. In the context of the Andean deformation, the anticlines of our study area are analogous to the basement control in the Pisque Anticline in the Ucayali Basin (Hermoza *et al.*, 2006; Zamora *et al.*, 2019), with similar tectonic evolution, but with lower magnitude kinematic processes. The distance between the Batã Fault and the fold-and-thrust belt, around 350 to 400 km, also justifies the reduced shortening in the Acre Basin and reinforces the hypothesis that this significant advance of the orogenic deformation towards the craton was made possible largely due to the positioning of the Acre Basin in the Peruvian flat slab region (Cf. Ramos & Folguera, 2009; Ramos, 2009) (Fig. 13). In this type of subduction zone, there is a cooling of the plate margin associated with a rigid crustal-scale deformation farther toward the craton that can result in a basin-wide regional uplift (Horton, 2022; Horton and Folguera, 2022; Horton *et al.*, 2022a). Calderon *et al.* (2017) and Horton *et al.* (2022a) demonstrated that the foreland deformation front advances through Central Peru to the Divisor Faults, where it results in an intraforeland basement block situated about 350 km from the Andean topographic front. In this research, we propose that the reactivation of the Batã Fault during the Pliocene and the associated folding in a context of tectonic inheritance, make the Acre Basin one of the regions with the greatest extent of Andean along strike deformation in South America, advancing to a trench-normal distance of about 820 km, which is

comparable only to the Sierra Pampeanas and extends the foreland deformation front by around 80 km compared to the previous proposal.

In summary, the mechanisms that made this deformation possible seem to have resulted from a complex relationship between flat-slab subduction, flexural subsidence and tectonic inheritance associated with basement uplift (Fig. 13), where the absence of any of these actors would make the Andean deformation of the Acre Basin unfeasible. The Cenozoic compressional deformation in the Acre Basin also has implications for its regional classification, as it places the region immediately west of the Batã Fault in the context of the sub-Andean physiographic province (*sensu* Noblet *et al.*, 1996 and Suárez *et al.*, 1983) and places the entire basin, bordered by a theoretical position for a flexural forebulge, in the sub-Andean basin classification in retroarc foredeep depozone (*sensu* DeCelles and Giles, 1996). Added to this proposal is the fact that dozens of earthquakes have been recorded in the Acre Basin (Miotto, 1993; Ramos and Folguera, 2009; Santos *et al.*, 2019; Chamani, 2020) with an epicenter associated with the Batã and Divisor faults, indicating an important role of Andean neotectonics.

### 5.6.2 *Structural control and basin evolution*

The integrated analysis of the data presented in this paper and the correlation with the regional models (Fig. 15) allowed us to reconstruct the tectono-stratigraphic evolution of the Acre Basin from the Devonian to the Neogene, which is summarized in Figure 16. In summary, restored sections (Figs. 9 and 10) indicate a depositional history controlled by faults in an evolution marked by alternation between extensional and compressional regimes (Fig. 2). In this scenario, the Batã Fault stands out for having an extensional origin in the Triassic from the reactivation of Paleozoic structures that limit the series of

basement half-grabens, followed by later reactivation as a reverse fault in both the late Jurassic and the Neogene.

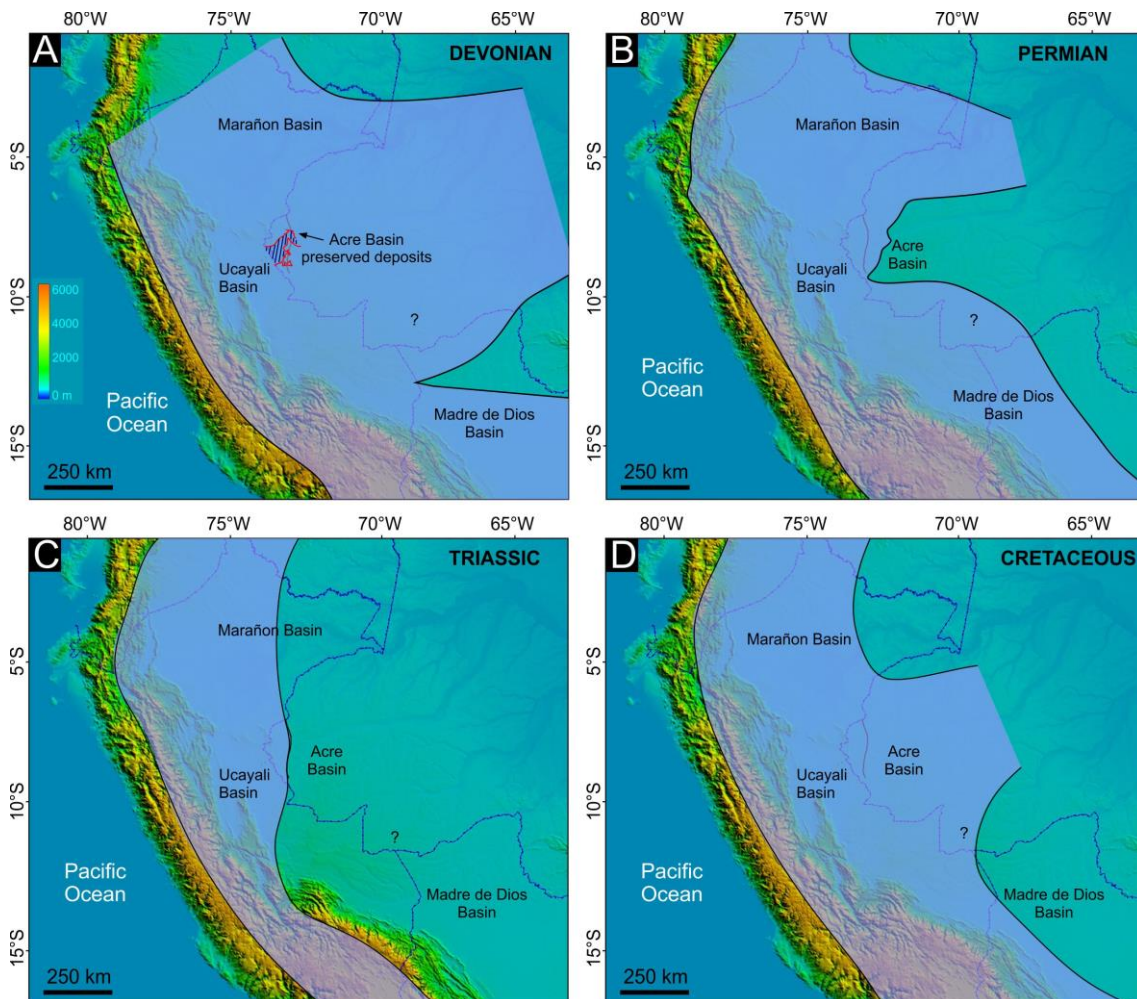


Fig. 15. Paleogeographic maps showing inferred depositional limits with topography and South America fixed in present day coordinates. (A) Devonian, marked by a wide marine incursion that covered the sub-Andeans and Solimões basins. However, part of the deposits in the Acre Basin were eroded by a Mississippian unconformity, restricting preservation in the basement's hemi-grabens. (B) Permian, represented mainly by shallow platform deposits during the Gondwanide orogeny. (C) Pangea breakup rift deposits. (D) Cretaceous retroarc foreland basin system. The westward extension of the Acre Basin towards Peru and Bolivia was based on Mathalone and Montoya (1995), Jaillard *et al.* (2000), Ramos and Aleman (2000), Almeida and Carneiro (2004), Ramos (2009), McGroder *et al.* (2015), Menegazzo *et al.* (2016); Calderan *et al.*, 2017a; Calvès *et al.*, 2018; McClay *et al.* (2018), Schneider *et al.* (2018) and Zamora *et al.* (2019).

During the Devonian-Mississippian, deposition was strongly controlled by paleotopography, through the filling of the asymmetric half-grabens of the basement (Fig.

11A). Both the Mississippian unconformity caused by the Famatinian orogeny, and the depositional control exercised by the basement, restricted the preservation of this interval to the western portion of the basin (Fig. 8A), since paleogeographic and lithostratigraphic correlations with the Solimões and sub-Andean basins (Wanderley Filho *et al.*, 2007; McGroder *et al.*, 2015; Scotese, 2016) indicate a broad epicontinental sea that connected the Acre Basin to these basins (Fig. 15A). Therefore, the deposition appears to have been broader than that recorded in the Devonian relics that fill the basement grabens. Later, during the Mississippian – lower Permian, the Acre Basin experienced extensive deposition in the syncline stage, while still inheriting the depocenter in the half-grabens region (Fig. 8B).

During the lower Permian – upper Jurassic, there is an alternation between tectonic regimes in the basin. The Permian is marked by tectonic stability and shallow marine deposition (Cunha, 2007) in both the Acre and sub-Andean basins (Fig. 15B). From the Triassic, an extensional regime in the rift tectonic stage was implanted with fault-controlled subsidence largely by the Batã Fault (Figs. 4, 5C and 8C), and filled with up to 3,000 m of volcanic, evaporitic and transitional sediments (Figs. 4, 5A and C, 9 and 10). Although the Batã Fault is not always associated with the reactivation of the Paleozoic fault that bound a series of discrete half-grabens to the east, in many seismic lines it is possible to see that the extensional reactivation of this older fault exerted a great contribution to the structuring of the rift during the Mesozoic, which denotes a structural inheritance at the origin of the main rift fault. Oliveira (1994) also observed a relationship between the Batã Fault and Paleozoic basement structures. However, it is worth noting that there are exceptions, and that locally the increase in accommodation of the rift can also be seen in regions east of the Batã Fault (Fig. 8C). Reflectors with divergent patterns near the Batã Fault (Fig. 5C) are indicative of syn-tectonic deposition and suggest an

expansion of the area of influence of the rift basin system associated with the Pangea breakup towards the Acre Basin (Fig. 15C), in agreement with part of the propositions for the disposition of rift faults in this region of South America (Ramos, 2009; McClay *et al.*, 2018; Zamora *et al.*, 2019). In this sense, the Bata Fault and the adjacent region to the east (Fig. 15C) seem to correspond to the basin hinge line (Fig. 14) of the great crustal extension that resulted in the sub-Andean rift system from the Triassic to the Jurassic (Ramos, 2018a; McClay *et al.*, 2018; Zamora *et al.*, 2019). That is, the Batã Fault corresponds to the edge fault associated with the first basement break from which the rift structures are more developed towards the east. From the Kimmeridgian - Tithonian Age (157.3 - 145 Ma) (Caputo, 2014), there was a sudden change in the tensor regime, resulting in a basin inversion during the Juruá orogeny. This condition is seismically expressed by the structural inversion of the previous normal Batã Fault and half-grabens, block tilting, regional uplifts and peneplanation through a parallel to angular regional unconformity that removed part of the rift succession (Figs. 9 and 10). Likewise, the succession indicative of the post-rift thermal subsidence in the Jurassic could not be easily characterized in seismic data, in part due to the absence of biostratigraphic data, and partially due to the pervasive Juruá unconformity. This expressive regional erosion can be visualized in the structural map of the top of the Juruá Mirim Formation (Fig. 11B), which is also equivalent to a post-rift (pre-Cretaceous) unconformity surface map.

A new subsidence allowed the resumption of a wide deposition in the Cretaceous (Fig. 8D) in an essentially continental depositional system (Mathalone and Montoya, 1995; Jaillard *et al.*, 2000; Cunha, 2007; Baby *et al.*, 2018; Schneider *et al.*, 2018), interconnecting the Marañón, Ucayali, Madre de Dios, Acre and Solimões basins (Fig. 15D), with a source of sediments from both the sub-Andean basins to the west and the Amazonian Craton to the east, associated with an important sediment supply from the

Sanozama paleodrainage system (Erlich *et al.*, 2018; Rodrigues *et al.*, 2023). From the Paleocene (Fig. 8E), there is a clear sediment supply from the Marañón Basin until a regional uplift resulted in a wide unconformity in the Eocene (Fig. 11D). As in the Marañón Basin (Zamora and Gil, 2018), except for the Eocene unconformity, no major unconformities or structural inversions were identified during the early Cretaceous – Oligocene in the Acre Basin, suggesting a long period of regional tectonic quiescence. The deposition continued until, during the Miocene-Pliocene, the effects of the subduction of the Nazca Plate had its apex in the sub-Andean basins and the main episodes of structural inversion of Triassic normal faults occurred. Specifically in the Acre Basin, the eastward migration of the Andean deformation produced eastward-verging thrusts through the reverse reactivation of the Batã Fault and caused the appearance of the reverse faults of the Divisor, which folded and eroded part of the Oligocene–Neogene succession (Figs. 9 and 10).

Finally, when comparing the isochron map of the sedimentary deposits of the Acre Basin (Fig. 3B) with the time structure map of the top of the acoustic basement (Fig. 11A), it is evident that, despite the alternation between tectonic regimes, the influence of the basement in filling the basin by means of half-grabens was not restricted to the Devonian and conditioned the main depocenters to the western region of the Batã Fault also in younger intervals. These depocenters were the target of the main exploration projects in the basin, being classically referred to as the Jaquirana and Central troughs (Oliveira, 1994; Wanderley-Filho *et al.*, 2010) and separated by the upper Jurassic basement high (Envira High), which later conditioned the implementation of the Iquitos Arch during the Cenozoic (Figs. 3B and 11A). However, in addition to the basement, the Paleozoic and Mesozoic history of a given region can also exert a strong influence on the structural style of the younger deformation (McGroder *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018;

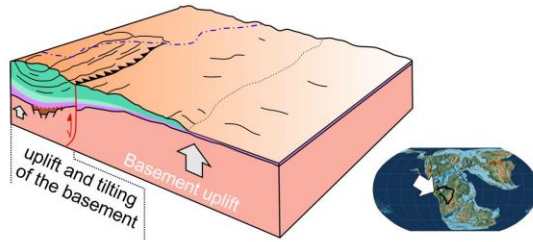
Rojas Vera *et al.*, 2019). Horton and Folguera (2022) named this type of deformation as “structural inheritance” and claim that it is easier to recognize when there is fault reactivation and basin inversion in upper crustal levels. As in the Acre Basin, Cenozoic reactivation of structures inherited from the Jurassic basement high have also been identified in the sub-Andean basins of Peru (Erlich *et al.*, 2018; Stewart *et al.*, 2018; Zamora & Gil, 2018). In the context of our study area, the isochron (Fig. 8C, D, E, F) and time structure maps (Figs. 11B, C and D) confirm that the Batã Fault also exercised a strong control on the preservation and distribution of the deposits since the Triassic, with greater thicknesses and a deeper structural top to the east, in the structure's footwall.

Due to the absence of wells and seismic data, very little is known about the filling and tectonic evolution of the portion of the Acre Basin south of latitude 9°S. However, correlations with its Peruvian and Bolivian basins (Petroperu, 2002; Louterbach, 2014; Frederic *et al.*, 2016; Schneider *et al.*, 2018) suggest an important Paleozoic deposition, comparatively thick in relation to the Mesozoic and Cenozoic sections (Rodriguez *et al.*, 2001; Baby *et al.*, 2018; Louterbach *et al.*, 2018; McClay *et al.*, 2018), with a shallower basement (Oliveira and Vidotti, 2023) and less deformation compared to its northern portion (Oliveira, 1994).

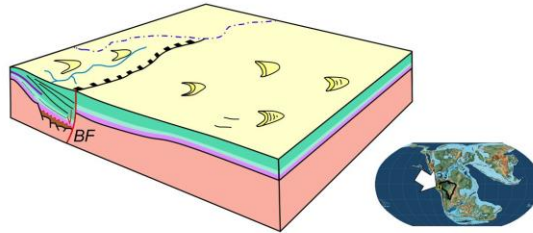
Fig. 16. Schematic tectono-stratigraphic evolution of the Acre Basin from (1 and 2) Famatinian orogeny, (3 and 4) Gondwanide orogeny, (5) Pangea breakup, (6) Juruá orogeny until (7-11) Andean orogeny. Not to scale. Global paleogeographic reconstructions in the lower right corner of each block diagram were based on Scotese (2016). For location see Fig. 3.



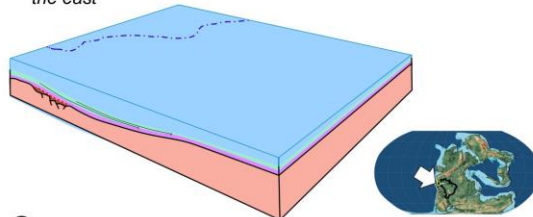
**6** 152 Ma - late Jurassic (Kimmeridgian)  
 Juruá orogeny; Basin inversion; Batã fault reactivation;  
 Basement tilting, Uplift of the Javari High,  
 regional unconformity



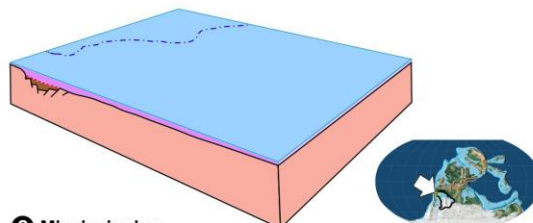
**5** late Jurassic  
 Extensional event; thermal subsidence; Batã Fault (BF);  
 Growth succession; Fluvial-lake, aeolian environment



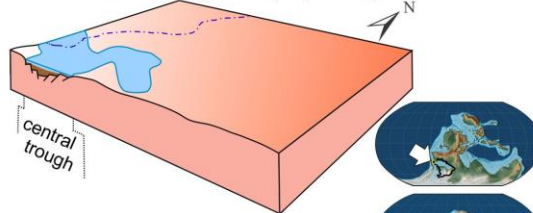
**4** late Permian  
 Smooth basement uplift; Onlap of platform deposits to  
 the east



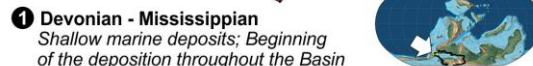
**3** Pennsylvanian  
 Siliciclastic shallow platform



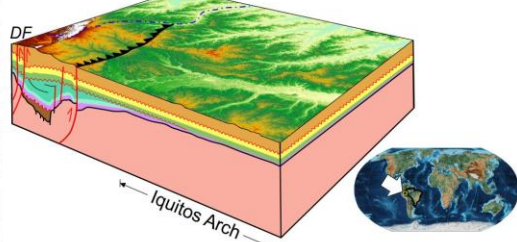
**2** Mississippian  
 Famatinian Orogeny; Basin uplift; Non deposition/Erosion



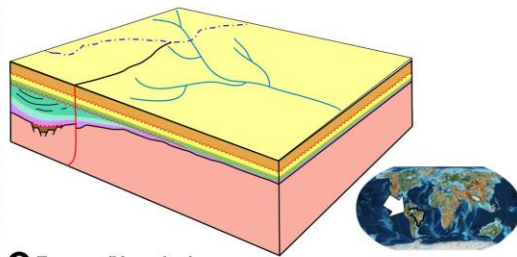
**1** Devonian - Mississippian  
 Shallow marine deposits; Beginning  
 of the deposition throughout the Basin



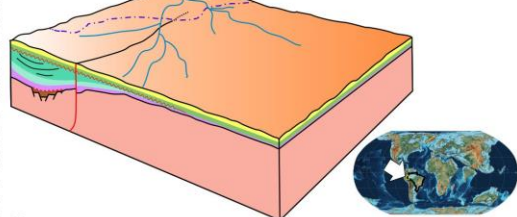
**11** Neogene  
 Pebas Mega-Wetland System and marine incursions;  
 Quechua III; Batã fault reactivation, Divisor Faults (DF),  
 erosion and local outcropping of Cretaceous deposits.



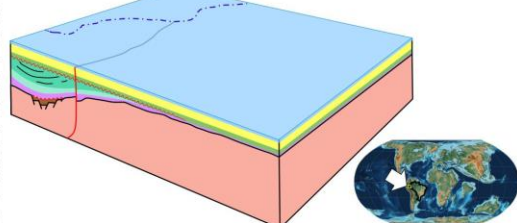
**10** Oligocene  
 Fluvial lake deposition



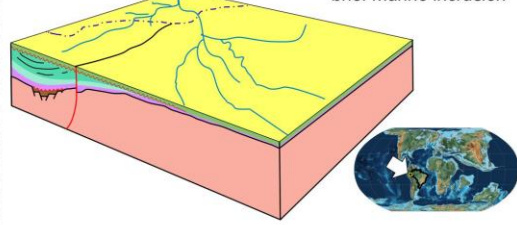
**9** Eocene (Ypresian)  
 Fluvial-lake deposition and brief marine incursions;  
 Eocenic unconformity



**8** Paleocene  
 Shallow marine deposits



**7** Cretaceous  
 Fluvial-deltaic deposition, Sanozama and  
 brief marine incursion



MISSISSIPPIAN DEVONIAN	Rio do Moura	UPPER PERMIAN	CRETACEOUS	NEOGENE OLIGOCENE
PRECAMBRIAN BASEMENT	Cruzeiro do Sul Apuí	LOWER PERMIAN PENNSYLVANIAN	UPPER JURASSIC TRIASSIC	EOCENE PALEOCENE
Modern international border between Brazil and Peru		Paleo river	Epicontinental sea	Aeolian dunes
		Reverse fault	Normal fault	



### 5.6.3 *Petroleum system implications*

The Acre Basin delimits hydrocarbon producing basins both to the east and to the west (Baby *et al.*, 2018; Cunha, 2007; Milani & Zalán, 1999; Zamora & Gil, 2018) and although no commercial accumulations were found, the basin is positioned on the trend of occurrence of source rocks and oil and gas fields that extends from Venezuela to northern Argentina (Yinfu *et al.*, 2010; Hermoza *et al.*, 2011; McGroder *et al.*, 2015; Schneider *et al.*, 2018; Baby *et al.*, 2019). In addition, the sedimentary thickness (Fig. 3B), variation between depositional systems (Fig. 2) - sometimes dominated by eustasy, sometimes by tectonics - deformations in compressional regime (Figs. 4 and 9), the correlation with producing basins (Fig. 15) and evidence of hydrocarbons in wells favor the hypothesis of synchrony between elements of an active petroleum system. Thus, based on the results obtained in our study, it is possible to make a preliminary assessment of the economic potential, considering the current state of knowledge about the Acre Basin. The stratigraphic chart in Figure 2 summarizes the relative ages of potential source rocks, reservoirs, and seals for the Acre Basin.

It is widely known that Devonian black shales deposited during a global transgressive event resulted in anoxia, mass extinction (Murphy *et al.*, 2000; Racki, 2005; Bond and Wignall, 2008; Silva *et al.*, 2020; Sahoo *et al.*, 2023) and important source rocks in several basins worldwide (Ulmishek and Klemme, 1990; Kabanov and Jiang, 2020; Spaak *et al.*, 2018; Sousa *et al.*, 2020; Souza *et al.*, 2021). However, little is known about the Devonian rocks of the Acre Basin and their generating potential can only be estimated by correlation with neighboring basins. Devonian source-rocks have been proven to exist both to the west in the Cabanilla Formation in the Ucayali Basin and to the east, being the main source-rock of the Solimões Basin, represented by the Jandiatuba Formation (Mello

*et al.*, 1994; Eiras, 1999). The occurrence of Devonian deposits in the asymmetric half-grabens region (Figs 4 and 8A), where there is the greatest burial, may favor the maturation of organic matter since the other regions of the Acre Basin have less sedimentary filling and a basement in a considerably shallower position (Fig. 3B and 11A). On the other hand, the restriction of these deposits to the half-grabens area limits the economic potential of this possible oil source kitchen and points to the possibility of lower volumes of hydrocarbons.

Shales and marls interbedded with limestones and evaporites from the Cruzeiro do Sul Formation (Fig. 2) may also have contributed as source-rock. Pyrolysis analyses of the RM1 well indicate a total organic carbon (TOC) average of 1% and maximum of 6%,  $S_1$  with a maximum value of 1.56 mg HC/g rock,  $S_2$  of up to 10.83 mg HC/g rock, maximum temperature ( $T_{max}$ ) ranging from 410 to 450 °C and organic matter between herbaceous and woody with an average hydrogen index around 120 mg HC/g TOC (Muniz *et al.*, 2018). The vitrinite reflectance ( $R_0$ ) reached values of 0.7% and the spore coloration index varied between 3.5 and 6.5 (Rodrigues and Triguís, 1990). Therefore, the available geochemical analyses indicate an early maturation and a small generating potential for gas, with the best values of  $R_0$ , TOC and  $T_{max}$  restricted to an interval of about 30 meters (100 feet) at the base of this lithostratigraphic unit. On the other hand, the deposition in a marine environment from shallow platforms to lakes, confirmed by chromatography and isotopes of carbon and oxygen (Cunha, 2007; Rodrigues and Triguís, 1990), the distribution along the entire basin (Fig. 8B) and the fact that only two wells have geochemical information does not rule out the possibility that the Cruzeiro do Sul Formation has contributed as a source rock to a possible accumulation of hydrocarbons. Furthermore, studies indicate the occurrence of relatively high geothermal gradients, between 22 to 32 °C/km in the northern portion of the Acre Basin, indicating

favorable conditions for kerogen maturation (Mathalone and Montoya, 1995; Pimentel and Hamza, 2010). An important unconformity meant that there was no preservation of the unit that would be correlated to the Cruzeiro do Sul Formation in the Solimões Basin (Wanderley Filho *et al.*, 2007). In the Sub-Andean basins, there are still doubts about the potential of the Copacabana Formation as a source rock. Source rocks identified in the Ambo Formation in the Ucayali and Marañón basins (Calderón *et al.*, 2017ab; Baby *et al.*, 2018) do not show correlates in the Acre Basin, due to a Mississippian unconformity (Fig. 2). However, a black shale level with good source rock potential in the Late Permian Ene Formation in the Ucayali Basin correlates with the top of the Rio do Moura Formation and can be evaluated in future exploration projects (Maia *et al.*, 1977; Milani and Zalán, 1999; Cardoso *et al.*, 2013; McGroder *et al.*, 2015; Baby *et al.*, 2018; Vasconcellos *et al.*, 2018). The southern portion of Acre Basin is not part of this study due to the absence of seismic lines. However, considering that the source rocks would be associated with Paleozoic deposits, it is possible to assume that the shallow depths in the basement region south of latitude 9°S (Oliveira and Vidotti, 2023) (Fig. 11A) reduce the prospects for preservation or adequate maturation of organic matter due to a low degree of burial. This assessment is reinforced by the occurrence of greater geothermal gradients in the basin northern portion (Pimentel and Hamza, 2010).

Sandstones from the Rio do Moura and Juruá Mirim formations and carbonates and sandstones from the Cruzeiro do Sul Formation (Fig. 2) were the main targets for exploration wells drilled between the 1960s and 1980s. A 50 meter interval of sandstones from the Rio do Moura Formation in well RM1 showed porosity between 12 and 16% and permeability of up to 116 mD. However, drill stem tests indicated low permeabilities in the investigated intervals of the Juruá Mirim and Cruzeiro do Sul formations (Petrobras, 1982; 1983) and petrophysical analyses on well core samples indicated mean

porosity of 10.8 and maximum permeability of 4.5 mD. The Huallaga Basin (Peru) has an expressive Triassic to Jurassic petroleum system, however, in this basin the Pucara Formation has a greater influence of the proximal rift than the correlated deposits of the Acre Basin. Cretaceous and Paleocene deposits consist mainly of sandstones deposited in fluvial to deltaic environments, however, most wells do not have bulk density, neutron porosity and sonic travel time well-logs in younger lithostratigraphic units, which does not favor a preliminary assessment of its potential reservoir. On the other hand, the dominant petroleum system is Cretaceous in age for both the Marañón and Ucayali basins. In the Marañón Basin, the reservoirs correspond to fluvio-deltaic and tide-dominated deposits of the Cushabatay, Agua Caliente, and Vivian formations, and source rocks are constituted by shales and limestones of the Raya and Chonta formations. In the Contamana area of the Ucayali Basin, 150 km west to the Divisor Range in Acre Basin, the reservoirs of the producing Maquia field are in the Maastrichtian Vivian Formation.

Several lithostratigraphic units have sealing potential within the Acre Basin petroleum system. Possible seal rocks are represented by shales interbedded with marls and mudstones from the Cruzeiro do Sul Formation, evaporites from the Juruá Mirim Formation or shales from the Moa and Divisor formations (Fig. 2).

The superimposition of tectonic events, especially the Juruá and Andean orogenies, produced a series of possible structural hydrocarbon traps between the Batã and Divisor faults, marked by asymmetric folds, reverse faults and deformations caused by salt movement (Fig. 4-7, 9 and 10). The Batã Fault in particular, with an average fault throw of 197 m, seems to have controlled the most promising structural traps of the Acre Basin and subdivides the type of possible accumulations: to the west of the structure, the greatest deformations of the basin occur and, consequently, the main structural traps; while to the east, stratigraphic to mixed traps predominate. In this context, a future fault seal analysis

of the Batã Fault through nearby wells involving lithological juxtaposition in Allan diagrams, fault reactivation potential and fault zone deformation processes such as diagenesis, clay smear (shale gouge), grain sliding and cataclasis (Allan, 1989; Lindsay *et al.*, 1993; Knipe, 1997; Jones and Hillis, 2003; Yielding *et al.*, 1997; 2010) is of crucial importance for exploratory success and the assessment of possible eastward migration routes or possible seeps in the past. If, on the one hand, the Batã Fault is a persistent fault with crustal depth and large displacement reactivated in different events since the Triassic, which may suggest the presence of cataclasis, on the other hand, this structure probably reaches the topographical surface. However, a more in-depth analysis, in addition to not meeting the objectives of this manuscript, is hampered by the fact that the wells are positioned on the hanging wall of a reverse fault reactivated several times throughout the basin's history and is conditioned by the absence of rock samples, pore pressure, fracture data, fault plane or slip lineation measurements.

Anomalies caused by vertical low amplitude chaotic disturbances and low frequency attenuation were found in some seismic lines, in a position adjacent to the edge fault of the Paleozoic half-grabens of the basement (Fig. 4A) and mainly in the Batã Fault (Figs. 5C and 7). Such anomalies may be related to signal complexity and amplitude reduction close to faults, fragmentation, and high strata inclination, or even the occurrence of gas chimneys (Heggland, 2005; Singh *et al.*, 2016; Goulart *et al.*, 2019; Nourollah and Urosevic, 2019; Goulart and Castro, 2021). However, these anomalies were never drilled and direct hydrocarbon indicators were not found in the other wells.

## 5.7 Conclusions

The joint analysis of wells, seismic lines and flexural modeling allowed us to reconstruct the depositional history of the Acre Basin, marked by being largely fault-controlled through an alternation between extensional and compressional regimes, where the structural inheritance of ancient faults often defined the deformation in younger periods. This complex evolution is summarized through the following conclusions:

(1) There is a greater tectono-stratigraphic correlation with the Marañón and Ucayali basins than with the Solimões Basin, which allows for classification of the Acre Basin as a sub-Andean retroarc foreland basin. This correlation is evident both for Pre-Andean deposits and for deposits under the influence of Andean tectonics. Among the tectonic events registered in both basins, the Famatinian orogeny, Gondwanide orogeny, Pangea Breakup, Juruá orogeny and Andean orogeny stand out.

(2) The basement assumed a preponderant role in the creation and maintenance of depocenters through asymmetric half-grabens restricted to the portion west of 73°W. Deep basement structures conditioned the margin of the Triassic – Jurassic sub-Andean rifting system to the western portion of the Acre Basin and set the stage for the Andean thick-skinned deformation through Cenozoic reactivations.

(3) The regional uplift of the basement in the same region modeled for the occurrence of a flexural forebulge in the present day, was structured through two events. Initially, the emergence of a discrete basement uplift during the Permian related to the Gondwanide orogeny, and later during the Juruá orogeny, where a broad basement uplift called the Envira High eroded part of the Mesozoic section. This Permian basement high and paleozoic half-grabens from the basement favored the emergence of Triassic rift faults

during the Pangea Breakup in a position adjacent to its western edge and conditioned the crustal thinning identified in the Acre Basin.

(4) The Batã Fault stands out as a structure that crosses the entire basin and plays a great role in the deposition and deformation of the Acre Basin. Its west block limits part of the Paleozoic half-grabens of the basement and depocenters and restricts the occurrence of structural traps. This fault has an extensional origin during the late Triassic Pangea Breakup, possibly associated with reactivation of ancient basement faults. Subsequently the structure was inverted during the Juruá orogeny and reactivated during the Miocene-Pliocene, based on wells and stratigraphic relationships.

(5) The Batã Fault also conditioned the structural style of deformation related to the Juruá orogeny in the Acre Basin. Although unconformity related to the Juruá orogeny during the Kimmeridgian occurs throughout the basin, basement uplifts have restricted folds and angular unconformity to the west block of the fault. Part of the growth strata related to the rift stage and the post-rift section was eroded during the orogeny and is preserved only in isolated regions along the Batã Fault.

(6) The Divisor faults, associated with the Divisor Range, correspond to a typical intraforeland basement uplift type structure, originated during the Miocene-Pliocene concomitantly with the reverse reactivation of the Batã Fault. Cenozoic compressional deformation in the Acre Basin was made possible by a complex summation of flexural subsidence, flat slab subduction, and tectonic inheritance.

(7) The possible implantation of Iquitos Arch in the Acre Basin cannot be simplified to a purely Cenozoic flexural mechanism. A chain of events starting with the Permian and mainly late Jurassic basement uplift, followed by the Cenozoic reactivation of Triassic rift faults, the uplift of intraforeland basement blocks during the Miocene-Pliocene, and the flexural subsidence caused by the Andean fold-and-thrust belt in a flat slab context,

conditioned the location and atypical geometry (greater amplitude and smaller wavelength) of the forebulge and resulted in a locally non-elastic mechanism of uplift. In this way, there is no occurrence of the Iquitos Arch in the Acre Basin, since conceptually it does not fit the structure mapped in the Marañón Basin.

## 5.8 Acknowledgments

The authors thank the Institute of Geosciences of the Universidade de Brasília (IG/UnB) for providing the infrastructure required to conduct this research. This study was partially financed by the Brazilian Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brazil (CAPES)) - Finance Code 001. RMV is grateful to the Brazilian National Research Council (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico—CNPq) for the grant provided (process 311867/2021-9). Additionally, the authors thank the ANP through its BDEP (Exploration and Production Database) for providing the data used in this research. We also thank professors Martin Roddaz, Fernando Alkmim and David de Castro for the critical review and suggestions in the draft version of the manuscript.

## 5.9 References

- Albuquerque, D.F., França, G.S., Moreira, L.P., Assumpção, M., Bianchi, M., Barros, L.V., Quispe, C.C., Oliveira, M.E., 2017. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 79, 431–442. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.019>
- Alkmim, F.F. and Reis, H.L. 2020. Brazil and the Guianas in the Context of South America's Geological Evolution. Reference Module in Earth Systems and



Environmental Sciences, Encyclopedia of Geology, 2nd edition. 20p.  
<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12484-4>

Almeida, L.F.G. de, 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia 7, 175–199.

Almeida, F.F.M. de, Carneiro, C. Del Ré, 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. Del Ré, Brito-Neves, B. B. de B. (Eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, pp. 43–58

Almeida, Y. de M.; Marotta, G. S.; França, G.S.; Vidotti, R.M.; Fuck, R.A. 2021. Crustal thickness estimation and tectonic analysis of the Amazonian Craton from gravity data. Journal of South American Earth Sciences 111, 103449.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103449>

Armijo R.; Lacassin R.; Coudurier-Curveur A.; Carrizo D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. Earth-Science Reviews 143, p 1–35. 8. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>

Allan, U.S., 1989. Model for hydrocarbon migration and entrapment within faulted structures. AAPG Bulletin, 73(7), pp.803-811. <https://doi.org/10.1306/44B4A271-170A-11D7-8645000102C1865D>

Aragón, E., Pinotti, L., D’Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., *et al.* (2013). The farallon-aluk ridge collision with south america: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. Geosci. Front. 4, 377–388. doi: 10.1016/j.gsf.2012.12.004

- Audet, P. 2014. Toward mapping the effective elastic thickness of planetary lithospheres from a spherical wavelet analysis of gravity and topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 226, 48–82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2013.09.011>
- Bayona, G. and Thomas, W.A. 2003. Distinguishing fault reactivation from flexural deformation in the distal stratigraphy of the Peripheral Blountian Foreland Basin, southern Appalachians, USA. *Basin Research* 15, 503–526, doi: 10.1046/j.1365-2117.2003.00217.x
- Baby, P., Calderón, Y., Hurtado, C., Louterbach, M., Espurt, N., Brusset, S., Roddaz, M., Brichau, S., Eude, A., Calves, G., Quispe, A., Ramirez, L., Bandach, A., Bolaños, R., 2018. The Peruvian sub-Andean Foreland basin system: structural overview, geochronologic constraints, and unexplored plays. In: Zamora, G., McClay, R., Ramos, V.A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa Oklahoma, pp. 91–120. <https://doi.org/10.1306/13622118M1173767>
- Barros, A. M.; Alves, E.D. de O.; Araujo, J.F.V.; Lima, M.I.C. de, Fernandes, C.A.C. 1977. *Geologia In: Projeto RADAMBRASIL, folhas SB/SC 18Javari/Contamana*. Rio de Janeiro, DNPM. Levantamento de recursos naturais, 13, p. 19-103.
- Bishop B. T., Beck S. L., Zandt G., Wagner L., Long M., Antonijevic S. K., Kumar A., Tavera H. 2017. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere*, 13(5): 1392–1407. <https://doi.org/10.1130/GES01440.1>
- Bond, D.P.G. and Wignall, P.B. 2008. The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian–Famennian (Late Devonian) mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 263, p. 107–118. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.02.015>

- Boschman, L.M. and Hinsbergen, D.J.J. van. 2016. On the enigmatic birth of the Pacific Plate within the Panthalassa Ocean. *Science Advances*, Vol 2, Issue 7. doi: 10.1126/sciadv.1600022
- Calderon, Y., P. Baby, C. Hurtado, and S. Brusset. 2017a. Thrust tectonics in the Andean retroforeland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Marine and Petroleum Geology*, v. 82, p. 238–250. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009>
- Calderón Y., P. Baby, Y. Vela, C. Hurtado, A. Eude, M. Roddaz, S. Brusset, G. Calvès and R. Bolaños. 2017b. Petroleum systems restoration of the Huallaga-Marañón Andean retroforeland basin, Peru: In Mahdi A. AbuAli, Isabelle Moretti, and Hege M. Nordgård Bolås, eds., *Petroleum Systems Analysis - Case studies*. AAPG Memoir 114, p. 91–112. <https://doi.org/10.1306/13602026M1143702>
- Calvès, G., Calderón, Y., Hurtado Enriquez, C., Brusset, S., Santini, W., Baby, P., 2018. Mass Balance of Cenozoic Andes-Amazon Source to Sink System-Marañón Basin, Peru. *Geosciences* 8, 167. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050167>
- Caputo, M. V. 1991. Solimões megashear: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology*, v. 19, p. 246–249. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0246:SEMITI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0246:SEMITI>2.3.CO;2)
- Caputo, M.V. and Silva, O.B. da. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. Raja Gabalia, G.P. and Milani, E.J. (eds.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Ed. Gávea, PETROBRÁS. p.169-193.
- Caputo, M.V. 2014. Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 181-190. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001>
- Cardoso, L.S., Chira-Oliva, P., Cruz, J.C. 2013. Geomodelagem sismo-estrutural 2,5-D de uma determinada área da Bacia do Acre (Brasil) a partir de dados reais. Thirteenth

- International Congress of the Brazilian Geophysical Society. p. 647-652.  
<https://doi.org/10.1190/sbgf2013-134>
- Chamani, M.A.C. 2020. O Lineamento Transbrasiliano: um elemento chave na evolução da Plataforma Sul-Americana. In: Bartorelli A.; Teixeira W., Brito Neves B. B. de. Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. Solaris Ed., São Paulo. p. 181-202.
- Chase, C.G., Sussman, A.J., Coblenz, D.D. 2009. Curved Andes: geoid, forebulge, and flexure. *Lithosphere*, v. 1, p. 358–363 <https://doi.org/10.1130/L67.1>
- Chen, Yi-Wei, Wu, J., Suppe, J. 2019. Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature*, volume 565, pages 441–447. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0860-1>
- Chew; DM, Pedemonte, G; Corbet, E. 2016. Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Gondwana Res* 35. pp 59–78  
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.016>
- Calvès, G., Calderón, Y., Hurtado Enriquez, C., Brusset, S., Santini, W., Baby, P., 2018. Mass Balance of Cenozoic Andes-Amazon Source to Sink System—Marañón Basin, Peru. *Geosciences* 8, 167. <https://doi.org/10.3390/geosciences8050167>
- Calvès, G., Calderón, Y., Roso, V., Bonnel, C.; Roddaz, M.; Brusset, S., Baby, P., Clift, P.D. 2019. Past Amazon Basin fluvial systems, insight into the Cenozoic sequences using seismic geomorphology (Marañón Basin, Peru). *Journal of South American Earth Sciences* 90, 440-452. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.12.019>
- Catuneanu, O., 2004. Retroarc foreland systems—evolution through time. *J. Afr. Earth Sci.* 38, 225–242. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004>

- Catuneanu, O., Sweet, A.R., Miall, A.D., 2000. Reciprocal stratigraphy of the Campanian–Paleocene Western Interior of North America. *Sediment. Geol.* 134, 235–255. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00045-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00045-2)
- Christophoul, F., Baby, P., Dávila, C., 2002. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics* 345 (1–4), 281–298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00217-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00217-7)
- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas F., M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A., Archibald, D.A., 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Econ. Geol.* 85: 1520–1583. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1520>
- Cordani, U.G.; Ramos, V. A.; Fraga, L. M.; Cegarra, M.; Delgado, I.; Souza, K.G. de; Gomes, F. E. M.; Schobbenhaus, C. 2016. Tectonic Map of South America at 1:5.9 M, CGMW-CPRM-SEGEMAR. <https://doi.org/10.14682/2016TEMSA>
- Crampton, S. and Allen, P., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine foreland basin. *AAPG bulletin*, 79(10). <https://doi.org/10.1306/7834DA1C-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Cunha, P.R. da C., 2007. Bacia do Acre. *Bol. Geociencias da Petrobras* 15: 207–215.
- Cobbold, P.R.; Rosselo, E.A.; Roperch, P.; Arriagada, C.; Gómez, L.A.; Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. Geological Society, London, Special Publications Volume 272, 321-343. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17>

- Colleta, B.; Roure, F.; Toni, B. de; Loureiro, D.; Passalacqua, H.; Gou, Y. 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics* 16, issue 5, p. 777-794. <https://doi.org/10.1029/97TC01659>
- Custódio, M.A., Roddaz, M., Santos, R.V., Antoine, P.-O., Marivaux, L., Stutz, N.S., Dantas, E.L., Jaramillo, C., Louterbach, M., Hurtado, C., Oliveira Gonçalves, G., 2023. New stratigraphic and paleoenvironmental constraints on the Paleogene paleogeography of Western Amazonia. *J. South Am. Earth Sci.* 124, 104256. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104256>
- DeCelles, P.G. 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. Busby, C. and Pérez, A.A. (Eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, First Edition.* Blackwell Publishing Ltd. 664p. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch20>
- DeCelles, P.G. and Horton, B.K., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1): 58-77. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115%3C0058:ETMTFB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115%3C0058:ETMTFB%3E2.0.CO;2)
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Horton, B.K. and Gehrels, G.E., 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30(6): TC6013. <https://doi.org/10.1029/2011TC002948>
- Eiras, J. F. 1999. Geologia e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões. In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus. Boletim de resumos expandidos. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte. p. 30-32.

- Ellison, R.A.; Klinck, B.A.; Hawkins, M.P. 1989. Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano and Western Cordillera, southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (3), p. 263-276. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90033-3](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90033-3)
- Erlich, R. N., J. Fallon, and P. O’Sullivan. 2018. Stratigraphy and LA-ICP-MS Zircon U-Pb provenance of Middle Permian to Maastrichtian sandstones from outcrop and subsurface control in the sub-Andean basins of Perú, in G. Zamora, K. R. McClay and V. A. Ramos, eds., *Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Perú and Bolivia: AAPG Memoir 117: 179–226*. <https://doi.org/10.1306/13622121M1173769>
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoini, P.O., Salas-Gismondi, R., Bolaños, R. 2007. How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35, 515–518. <https://doi.org/10.1130/G23237A.1>
- Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Hermoza, W., Bolaños, R., Uyen, D., Déramond, J., 2008. Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru. *Tectonics* 27. <https://doi.org/10.1029/2007TC002238>
- Espurt N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W. Barbarand J. 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 89–100. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444306408.ch6>
- Eude, A., M. Roddaz, S. Bricchau, S. Brusset, Y. Calderon, P. Baby, and J.-C. Soula. 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern

- Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics*, 34, 715–730. <https://doi.org/10.1002/2014TC003641>
- Feijó, F.J. and Souza, R.G. de. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 9-16.
- Folguera, A., Zárate, M., Tedesco, A., Dávila, F. and Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Neogene Andean foreland basins of the southern Pampas and northern Patagonia (34°–41°S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 452–466, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.05.010>
- Frederic S.; Jean-Luc F.; Jorge G.; Adriana L.; Stephane R.; Olvis P. 2016. Evaluación del Sistema Petrolífero de la Cuenca de Madre de Dios de Bolivia. Conference: XII Bolivarian Symposium, Bogota. Doi: 10.13140/RG.2.2.19112.37129.
- Fuentes, F., DeCelles, P. and Gehrels, G., 2009. Jurassic onset of foreland basin deposition in northwestern Montana, USA: Implications for along-strike synchronicity of Cordilleran orogenic activity. *Geology*, 37(4): 379-382. <https://doi.org/10.1130/G25557A.1>
- Gansser A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93-131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., Douville, E., 2013. Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U–Th)/He and fission track thermochronometry. *Basin Res.* 25, 419–435. <https://doi.org/10.1111/bre.12012>
- Goulart, J.P. de M.; Castro, D. L. de.; Amorim, W.N. 2019. Optimized characterization of gas chimneys based on special seismic processing. *Brazilian Journal of Geophysics*, 37(4): 449-460. <http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v37i4.2021>



- Goulart, J.P. de M. and Castro, D. L. de. 2021. Models of hydrocarbon traps associated with gas chimney in Parnaíba Basin (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 105: 102908. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102908>
- Hasui Y. 2012. Amazonian Craton: Províncias Rio Branco e Tapajós. In: Hasui Y.; Carneiro C.D.R.; Almeida F.F.M. de; Bartorelli A. (Eds.). *Geologia do Brasil*. Editora Beca. pp. 112–122.
- Heggland, R., 2005, Using gas chimneys in seal integrity analysis: A discussion based on case histories, in P. Boulton and J. Kaldi, eds., *Evaluating fault and cap rock seals: AAPG Hedberg Series*, no. 2, p. 237 – 245. <https://doi.org/10.1306/1060767H23170>
- Hermoza, W., Baby, P., Esurt, N., Martinez, E., Bolaños, R., 2006. The Ucayali Subandean Basin: a complex fold and thrust belt and inverted system. In: X Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. 12 p.
- Hermoza, W.; Zamora, G.; Macellari, C.; Tocco, R. 2011. Paleozoic deformation and its hydrocarbon potential in the Northern Andean Foreland Basin. Conference: VII International Seminar - INGEPET. Lima, Peru. (EXPR-3-WH-10-E).
- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A, Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science*, 330: 927–31. <https://doi.org/10.1126/science.1194585>
- Horton, B.K. 2018. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews* 178: 279-309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>

- Horton, B.K. 2022. Unconformity development in retroarc foreland basins: implications for the geodynamics of Andean-type margins. *Journal of the Geological Society*, 179 (3): jgs2020-263. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-263>
- Horton, B.K. and DeCelles P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology* 25(10): 895–898. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>2.3.CO;2)
- Horton, B. and DeCelles, P., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in foldthrust belts. *Basin research*, 13(1): 43-63. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00137.x>
- Horton, B.K. and Folguera, A. 2022a. Tectonic inheritance and structural styles in the Andean fold-thrust belt and foreland basin. In: Zamora, G. and Mora, A. *Andean Structural Styles - A Seismic Atlas*. p. 3-28. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85175-6.00001-8>
- Horton, B.K.; Capaldi, T.N.; Mackaman-Lofland, C.; Perez, N.D.; Bush, M.A.; Fuentes, F.; Constenius, K.N. 2022b. Broken foreland basins and the influence of subduction dynamics, tectonic inheritance, and mechanical triggers. *Earth-Science Reviews* 234, 104193. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104193>
- Horton, B.K.; Capaldi, T.N.; Perez, N.D. 2022c. The role of flat slab subduction, ridge subduction, and tectonic inheritance in Andean deformation. *Geology*, v. 50, p. 1007–1012. <https://doi.org/10.1130/G50094.1>
- House, N., D. Carpenter, P. Cunningham, P. Cunningham, M. Berumen. 2000. Influence of Paleozoic arches on structural style and stratigraphy in the Madre de Dios Basin in southern Peru and northern Bolivia. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 672-676. <https://doi.org/10.1190/1.1816156>

- Hulka, C. and Heubeck, C., 2010. Composition and provenance history of late Cenozoic sediments in southeastern Bolivia: implications for Chaco foreland basin evolution and Andean uplift. *Journal of Sedimentary Research*, 80(3): 288-299. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.029>
- Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R.V., Baby, P., Antoine, P.-O., Dantas, E.L., 2018. Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). *Gondwana Res.* 63, 152–168. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.012>
- Jaillard, E., G. Hérial, T. Monfret, E. Díaz-Martínez, P. Baby, A. Lavenu, and J. F. Dumont, 2000, Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Perú, Bolivia and Northernmost Chile, in U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filha, and D. A. Campos, eds., *Tectonic evolution of South America: 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 481–559.
- Jha, S., Harry, D.L., Schutt, D.L. 2017. Toolbox for Analysis of Flexural Isostasy (TAFI)—A MATLAB toolbox for modeling flexural deformation of the lithosphere. *Geosphere*, v. 13, no. 5, p. 1555–1565. <https://doi.org/10.1130/GES01421.1>
- Jones, R. M. and R. R. Hillis, 2003, An integrated, quantitative approach to assessing fault seal risk: *AAPG Bulletin*, v. 87, p. 507-524. <https://doi.org/10.1306/10100201135>
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc foreland and related basins. In: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. (eds) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, 331–362.
- Kabanov, P. and Jiang, C. 2020. Photic-zone euxinia and anoxic events in a Middle-Late Devonian shelfal sea of Panthalassan continental margin, NW Canada: Changing

paradigm of Devonian ocean and sea level fluctuations. *Global and Planetary Change*, Volume 188, 103153. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103153>

Kirby, J. 2022. Spectral Methods for the Estimation of the Effective Elastic Thickness of the Lithosphere. *Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics*, Springer Cham, 457p. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-10861-7>

Knipe, R. J., 1997, Juxtaposition and seal diagrams to help analyze fault seals in hydrocarbon reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 187–195. <https://doi.org/10.1306/522B42DF-1727-11D7-8645000102C1865D>

Leandro, I.M.; Linhares, A.P.; Mota, M.A. de; Fauth, G.; Santos, A.; Villegas-Martins, J.; Vieira, C.E.L.; Bruno, M.D.R.; Lee, B.; Baecker-Fauth, S.; Lopes, F.M.; Ramos, M.I.F. 2022. Multi-proxy evidence of Caribbean-sourced marine incursions in the Neogene of Western Amazonia, Brazil. *Geology* 50(4): 465–469. <https://doi.org/10.1130/G49544.1>

Lindsay, N.G., Murphy, F.C., Walsh, J.J. and Watterson, J., 1993. Outcrop studies of shale smears on fault surfaces. pp.113-123. <https://doi.org/10.1002/9781444303957.ch6>

Lopez-Gamundi, O. and Lopez-Gamundi, C. 2018. Exhumation of a Proximal Foredeep and Associated Wedge-Top Basin Evidenced by Porosity versus Depth Trends: The Upper Cretaceous Vivian Sandstones in Northwestern Marañón and Santiago Basins (Peru). In: Zamora, G., McClay, R., Ramos, V.A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa Oklahoma, pp. 251–269. <https://doi.org/10.1306/13622123M1173531>

- Louterbach, M. 2014. Propagation du front orogénique Subandin et réponse sédimentaire associée dans le bassin d'avant-pays Amazonien (Madre de Dios, Pérou). PhD Thesis, Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier). 260p.
- Louterbach, M., Fernández, O.; Gutierrez, V.S.M.; Zamora, G. 2018, Stratigraphy, structure, and hydrocarbon potential of the northern Bolivia sub-Andean thrust belt (Beni Basin), in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds. Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, p. 377–412. <https://doi.org/10.1306/13622128M1173774>
- Maia, R.G.; Godoy, H.K.; Yamaguti, H.S.; Moura, P.A. de; Costa, F.S. da; Holanda, M.A. da; Costa, J. 1977. Projeto de Carvão no Alto Solimões. Relatório Final. CPRM-DNPM, Rio de Janeiro: 137 pp
- Marocco, R., Baudino, R., A., L., 1995. ntermontane Late Paleogene–Neogene Basins of the Andes of Ecuador and Peru: Sedimentologic and Tectonic Characteristics. In: Tankard, A.J., R.S., Welsink, H.J. (Eds.), Petroleum Basins of South America. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., pp. 597–613. <https://doi.org/10.1306/M62593C31>
- Mathalone, J. M. P. and Montoya R., M. 1995. Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62: 423–444. <https://doi.org/10.1306/M62593C21>
- McClay, K.; Bohorquez, A.M.; Tamara, J.; Hammerstein, J.; Zamora, G.; Uzkeda, H. 2018. Sub-Andean thick and thin-skinned thrust systems of southeastern Peru and Bolivia-A review, in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds., Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, p. 35–62. <https://doi.org/10.1306/13622116M11750>
- McGroder, M.F.; Lease, R.O.; Pearson, D.M. 2015. Along-strike variation in structural styles and hydrocarbon occurrences, Subandean fold-and-thrust belt and inner

- foreland, Colombia to Argentina, in DeCelles, P.G.; Ducea, M.N.; Carrapa, B.; Kapp, P.A., eds., *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoir 212, 79-113.  
[https://doi.org/10.1130/2015.1212\(05\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(05)).
- McQuarrie, N., Barnes, J.B. and Ehlers, T.A., 2008b. Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S). *Tectonics*, 27(3): 1-24.  
<https://doi.org/10.1029/2006TC002174>
- Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of Geological Society London*, 141, 893-900.  
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893>
- Mello, M. R.; Koutsoukos, E. A. M.; Mohriak, W. U.; Bacoccoli, G. 1994. Selected petroleum systems in Brazil. In: MAGOON, L. B.; DOW, W. G. (Ed.). *The petroleum system - from source to trap*. AAPG Memoir 60. Tulsa. p. 499-512.  
<https://doi.org/10.1306/M60585C31>
- Menegazzo, M.C.; Catuneanu, O.; Chang, H.K. 2016. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology*, 73, pp. 131-156.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.027>
- Milani, E.J. and Zalán, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes* 22 (3), 199–205.  
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/007>.
- Milani E.J. and Thomaz-Filho A. 2000. Sedimentary basins of South América. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 389-452.

- Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C., 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas: Introdução. Boletim de Geociências da Petrobras. Cartas Estratigráficas 15, 183-205.
- Miotto, J.A., 1993. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil (Doctoral Thesis). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, São Paulo. 267p.
- Miura K. 1972. Possibilidades petrolíferas da Bacia do Acre. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Geologia, v.3, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, p. 15-20.
- Mohriak, W. U.; Macedo J. M.; Castellani R. T.; Rangel H. D.; Barros A. Z. N.; Latgé M. A. L.; Ricci J. A.; Mizusaki A. M. P.; Sztatmari P.; Demercian L. S.; Rizzo J. G.; Aires J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in Jackson M. P. A.; Roberts D. G.; Snelson, (eds.), Salt tectonics: a global perspective. AAPG Memoir 65, p. 273–304.  
<https://doi.org/10.1306/M65604C13>
- Mpodozis, C., Allmendinger, R.W., 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). Geol. Soc. Am. Bull. 105, 1462–1477.  
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105%3C1462:ETCANC%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105%3C1462:ETCANC%3E2.3.CO;2)
- Muniz, C.K.; Costa Junior, N.J.R.; Fernandes, Y.L. 2018. Avaliação do potencial gerador da Formação Cruzeiro do Sul, Bacia do Acre, utilizando dados de pirólise rock-eval e carbono orgânico total. Anais, 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG.
- Murphy, A.E.; Sademan, B.B.; Hollander, D. J. 2000. Eutrophication by decoupling of the marine biogeochemical cycles of C, N, and P: A mechanism for the Late

- Devonian mass extinction. *Geology*; v. 28; no.5, p. 427–430.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C427:EBDOTM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C427:EBDOTM%3E2.0.CO;2)
- Noble, D. C., Mckee, E., Miégard, F. 1979. Early Tertiary 'Incaic' tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 903-907. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90%3C903:ETITUA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90%3C903:ETITUA%3E2.0.CO;2)
- Noblet, C.; Lavenu, A.; Marocco, R. 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255: 65-78. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00081-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00081-X)
- Nourollah, H. and Urosevic, M. 2019. Evaluation of sealing potential near gas chimneys—the Gippsland Basin, Australia. *Journal of Applied Geophysics* 160 (2019) 254–263. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.11.019>
- Oliveira C.M.M. 1994. Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre. Ouro Preto: Master dissertation, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 206 pp.
- Oliveira C.M.M. de; Zalán P.V.; Alkmin F.F. 1997. Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brasil. VI Simpósio Bolivariano, Exploracion petrolera en las cuencas Subandinas, Memórias, Tomo 1. Cartagena, Colômbia, p. 46-65.
- Oliveira, R. S. de and Vidotti, R. M. 2023. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. *Basin Research*, 35 (1), pp 86–119. <https://doi.org/10.1111/bre.12705>
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P. and Schemmann, K. 2006. Deformation of the central Andean upper plate system-Facts, fiction, and constraints for plateau models, *The Andes*. Springer, pp. 3-27. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_1)



- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res.* 117, B04406. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008916>.
- Pardo-Casas, F., and Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233– 248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Perez, N.D., Horton, B.K., McQuarrie, N., Stubner, K., Ehlers, T.A., 2016. Andean shortening, inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Peru. *Geol. Mag.* 153, 1013–1041. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000121>
- Pérez-Gussinye, M.; Lowry, A.R.; Watts, A.B. 2007. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Volume 8, Number 5. <https://doi.org/10.1029/2006GC001511>
- Petrobras. 1982. Relatório de operações de teste de formação (1-RM-1-AC). Internal report. 23p. [https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/1H3Dg7jT4gInGMC/download?path=%2FPOCO%2FCategoria-1%2F1-RM-1-AC%2FPasta%20de%20Poco%20&files=1RM\\_\\_0001\\_\\_AC\\_pasta\\_poco\\_1.pdf](https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/1H3Dg7jT4gInGMC/download?path=%2FPOCO%2FCategoria-1%2F1-RM-1-AC%2FPasta%20de%20Poco%20&files=1RM__0001__AC_pasta_poco_1.pdf) (accessed 22 January 2023).
- Petrobras. 1983. Relatório de operações de teste de formação (1-SD-1-AC). Internal report. 22p. [https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/1H3Dg7jT4gInGMC/download?path=%2FPOCO%2FCategoria-1%2F1-SD-1-AC%2FPasta%20de%20Poco&files=1-SD-1-AC\\_CDPE\\_1\\_Perfuracao.pdf](https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/1H3Dg7jT4gInGMC/download?path=%2FPOCO%2FCategoria-1%2F1-SD-1-AC%2FPasta%20de%20Poco&files=1-SD-1-AC_CDPE_1_Perfuracao.pdf) (accessed 22 January 2023).

- Petroperu. 2002. Madre de Dios Basin – Technical report. The Hydrocarbon Potential of the Southern Sub-Andean Basins Project. PERUPETRO S.A. 47p. <https://www.perupetro.com.pe/wps/wcm/connect/corporativo/5fb774e3-4593-43ad-9f3a-43a21cfedcf6/Madre%2Bde%2BDios%2BBasin%2BReport%2C%2BPerupetro%2B2002.pdf?MOD=AJPERES> (accessed 18 July 2023).
- Pimentel, E.T., Hamza, V.M., 2010. Gradientes Térmicos Crustais das Bacias Sedimentares na Região Amazônica. In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica. SBGF, Brasília-DF, Brasil, 6 p.
- Potter, P.E., 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (5–6), 331–344. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00031-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00031-X).
- Prudhomme, A., Baby, P., Robert, A., Brichau, S., Cuipa, E., Eude, A., Calderon, Y., O’Sullivan, P., 2019. Chapter 11 - Western thrusting and uplift in northern Central Andes (western Peruvian margin), in: Horton, B.K., Folguera, A. (Eds.), *Andean Tectonics*. Elsevier, pp. 299–331. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00013-7>
- Racki, G. 2005. Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. In: Over, D.J.; Morrow, J.R.; Wignall, P.B. *Understanding Late Devonian And Permian-Triassic Biotic and Climatic Events. Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 20. p 5-36. [https://doi.org/10.1016/S0920-5446\(05\)80002-0](https://doi.org/10.1016/S0920-5446(05)80002-0)
- Ramos, V.A. and Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes in U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filha, and D. A. Campos, eds., *Tectonic evolution of South America: 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 635-685.

- Ramos V.A. 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 289–324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramos, V.A., 2009, Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204*, p. 31–65, doi:10.1130/2009.1204(02).
- Ramos V.A. and Folguera. A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327: 31-54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- Ramos V.A., Valencia, K.; Romero, D. 2012. The Paracas Terrane (central-northern Perú): A Greenville age sialic basement accreted to the western Gondwana margin during the Famatinian orogeny. 13° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 1(T2): 141-43.
- Ramos, V. A. 2018a. Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination, in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. The American Association of Petroleum Geologists Memoir 117*, Houston, pp. 1–34. <https://doi.org/10.1306/13622115M1172855>
- Ramos, V.A. 2018b. The Famatinian Orogen Along the Protomargin of Western Gondwana: Evidence for a Nearly Continuous Ordovician Magmatic Arc Between Venezuela and Argentina. In: Folguera, A. *et al.* *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.* pp 133–161. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-67774-3\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-67774-3_6)

- Roddaz, M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J. M. 2005. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, 399(1): 87-108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.017>
- Roddaz, M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N. 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, 61-88. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch5>
- Roddaz, M., Dera, G., Mourlot, Y., Calvès, G., Kim, J.-H., Chaboureau, A.-C., Mounic, S., Raison, F., 2021. Provenance constraints on the Cretaceous-Paleocene erosional history of the Guiana Shield as determined from the geochemistry of clay-size fraction of sediments from the Arapaima-1 well (Guyana-Suriname basin). *Mar. Geol.* 434, 106433. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106433>
- Rodrigues, R. and Triguís, J.A. 1990. Avaliação geoquímica da Sequência Paleozóica da Bacia do Acre: Poços 1-RM-1-AC e 1-SED-1-AC. CENPES/DIVEX. 21p. Internal report. [https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/1H3Dg7jT4gInGMC/download?path=%2FPOCO%2FCategoria-1%2F1-RM-1-AC%2FPasta%20de%20Poco%20&files=1RM\\_\\_0001\\_\\_AC\\_pasta\\_poco\\_1.pdf](https://reate.cprm.gov.br/arquivos/index.php/s/1H3Dg7jT4gInGMC/download?path=%2FPOCO%2FCategoria-1%2F1-RM-1-AC%2FPasta%20de%20Poco%20&files=1RM__0001__AC_pasta_poco_1.pdf) (accessed 22 January 2023).
- Rodrigues, M. de A.; Roddaz, M.; Santos, R.V.; Louterbach, M.; D'Apolito; Brusset, S.; Dantas, E.L.; Negri, F.R. 2023. New insights into the Cretaceous evolution of the Western Amazonian paleodrainage system. *Sedimentary Geology*, 453, 106434. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106434>

- Rodriguez, W.G.; Baby, P.; Ballard, J.F. 2001. Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(11), 741-748. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01693-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01693-7)
- Rojas Vera E.A., Giampaoli P., Gobbo E., Rocha E., Olivieri G., Figueroa D. 2019. Structure and tectonic evolution of the Interandean and Subandean Zones of the central Andean fold-thrust belt of Bolivia, In: *Andean Tectonics*. Elsevier, pp. 399–427. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00016-2>
- Sacek, V. and Ussami. N. 2009. Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International*, 179(2), 778–786. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04334.x>
- Sahoo, S.K.; Gilleaudeau, G.J.; Wilson, K.; Hart, B.; Barnes, B.D.; Faison, T.; Bowman, A.R.; Larsen, T.E.; Kaufman, A.J. 2023. Basin-scale reconstruction of euxinia and Late Devonian mass extinctions. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-05716-2>
- Santos, W.L., Crisóstomo, C.A., Barbosa, A.R.F., Silva, P.M., Nascimento, F.I.C., 2019. Atividades sísmicas na Amazônia: levantamento e caracterização de terremotos na Amazônia sul-ocidental, Acre, Brasil. *Revista GeoUECE* 8, 66–77.
- Saylor, J.E.; Sundell, K.E.; Perez, N.D.; Hensley, J.B.; McCain, P.; Runyon, B.; Alvarez, P.; Cárdenas, J.; Usnayo, W.P.; Valer, C.S. 2023. Basin formation, magmatism, and exhumation document southward migrating flat-slab subduction in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 606, *Earth and Planetary Science Letters*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118050>

- Sapin, F., Davaux, M., Dall'asta, M., Lahmi, M., Baudot, G., Ringenbach, J.-C., 2016. Post-rift subsidence of the French Guiana hyper-oblique margin: from rift-inherited subsidence to Amazon deposition effect. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 431, 125–144. <https://doi.org/10.1144/SP431.11>
- Schneider, F., Rousse, S., Faure, J.L., Lemgruber, A., Gutierrez, J., Pareja, J., Padilla, O. 2018. Hydrocarbon potential of the eastern Madre de Dios Basin, Bolivia. in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. AAPG Memoir 117, p. 413-442. <https://doi.org/10.1306/13622129M117504>
- Schweickert R.A., Bogen N.L., Girty G.H., Hanson R.E., Merguerian C. 1984. Timing and structural expression of the Nevadan orogeny, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 967-979. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<967:TASEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<967:TASEOT>2.0.CO;2)
- Scotese, C.R., 2016. PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program. PALEOMAP Project, 2016. <https://doi.org/10.13140/RG2.2.34367.00166>.
- Sempere, T.; Hérail, G.; Oller, J.; Bonhomme, M.G. 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18(10): 946–949. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018%3C0946:LOEMMT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018%3C0946:LOEMMT%3E2.3.CO;2)
- Sempere, T.; Carlier, G.; Soler, P.; Fornari, M.; Carlotto, V.; Jacay, J.; Arispe, O.; Néraudeau, D.; Cárdenas, J.; Rosas, S.; Jiménez, N. 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Perú and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345: 153–181. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00211-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00211-6)

- Şengör, A.M.C.; Lom, N.; Sağdıç, N.G. 2018. Tectonic inheritance, structure reactivation and lithospheric strength: the relevance of geological history. Geological Society, London, Special Publications 470, p. 105-136. <https://doi.org/10.1144/SP470.8>
- Silva, A.C. da; Sinnesael, M.; Claeys, P.; Davies, J.H.F.L.; Winter, N.J de; Percival, M.E.; Schaltegger, U.; Vleeschouwer, D. D. 2020. Anchoring the Late Devonian mass extinction in absolute time by integrating climatic controls and radio-isotopic dating. *Sci Rep* 10, 12940 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69097-6>
- Singh, D.; Kumar, P.C.; Sain, K. 2016. Interpretation of gas chimney from seismic data using artificial neural network: A study from Maari 3D prospect in the Taranaki basin, New Zealand. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 36, 339-357. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jngse.2016.10.039>
- Sousa, A.A.C. de; Sousa, E.S.; Rocha, M.S.; Sousa Junior, GG.R.; Souza, I.V.A.F. de; Brito, A.S.; Souza, A.A.; Lopes, J.A.D.; Nogueira, A.C.R.; Lima, S.G. de. 2020. Aliphatic and aromatic biomarkers of the Devonian source rocks from the Western Parnaíba Basin Brazil: Pimenteiras Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 99, 102493. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102493>
- Souza, I.M.S.; Cerqueira, J.R.; Garcia, K.S.; Ribeiro, H.J.P.; Oliveira, O.M.C de, Queiroz, A.F.S., Teixeira, L.S.G. 2021. Geochemical characterization and origin of kerogens from source-rock of Devonian in the Amazonas Basin, Brazil. Volume 111, 103437. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103437>
- Spaak, G., Edwards, D.S., Allen, H.J., Grotheera, H., Summons, R.E., Coolen, M.J.L., Grice, K., 2018. Extent and persistence of photic zone euxinia in Middle–Late Devonian seas – insights from the Canning Basin and implications for petroleum source rock formation. *Mar. Pet. Geol.* 93, 33–56. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.02.033>.

- Stewart, J. and Watts, A.B., 1997. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges, *J. geophys. Res.*, 102, 5327–5352.  
<https://doi.org/10.1029/96JB03664>
- Stewart M. G.; Mazur S.; Pimiento A. M. M.; Hermoza W.; Olaiz A. J. 2018. Integrated geophysical investigations of the pre-Andean basins in Peru and Bolivia - A search for depocenters concealed beneath a foreland basin. in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. AAPG Memoir 117, p. 413-442.  
<https://doi.org/10.1306/13622117M1173766>
- Suárez, G.; Molnar, P. Burchfiel, B.C. 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics in the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 88(B12), 10403-10428.  
<http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB12p10403>
- Suess, E. 1888. *Das Antlitz der Erde*, Vol. II F. Tempsky, Vienna/G. Freytag, Leipzig.
- Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., Horton, B.K., 2019. Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes. *Sci. Rep.* 9, 4877.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-41257-3>
- Suppe, J. & Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83(3):409-454.
- Tesauro, M.; Audet, P.; Kaban, M.K.; Bürgmann, R.; Cloetingh, S. 2012. The effective elastic thickness of the continental lithosphere: Comparison between rheological and inverse approaches. *Geophysics, Geosystems*, Volume 13, Number 9.  
<https://doi.org/10.1029/2012GC004162>

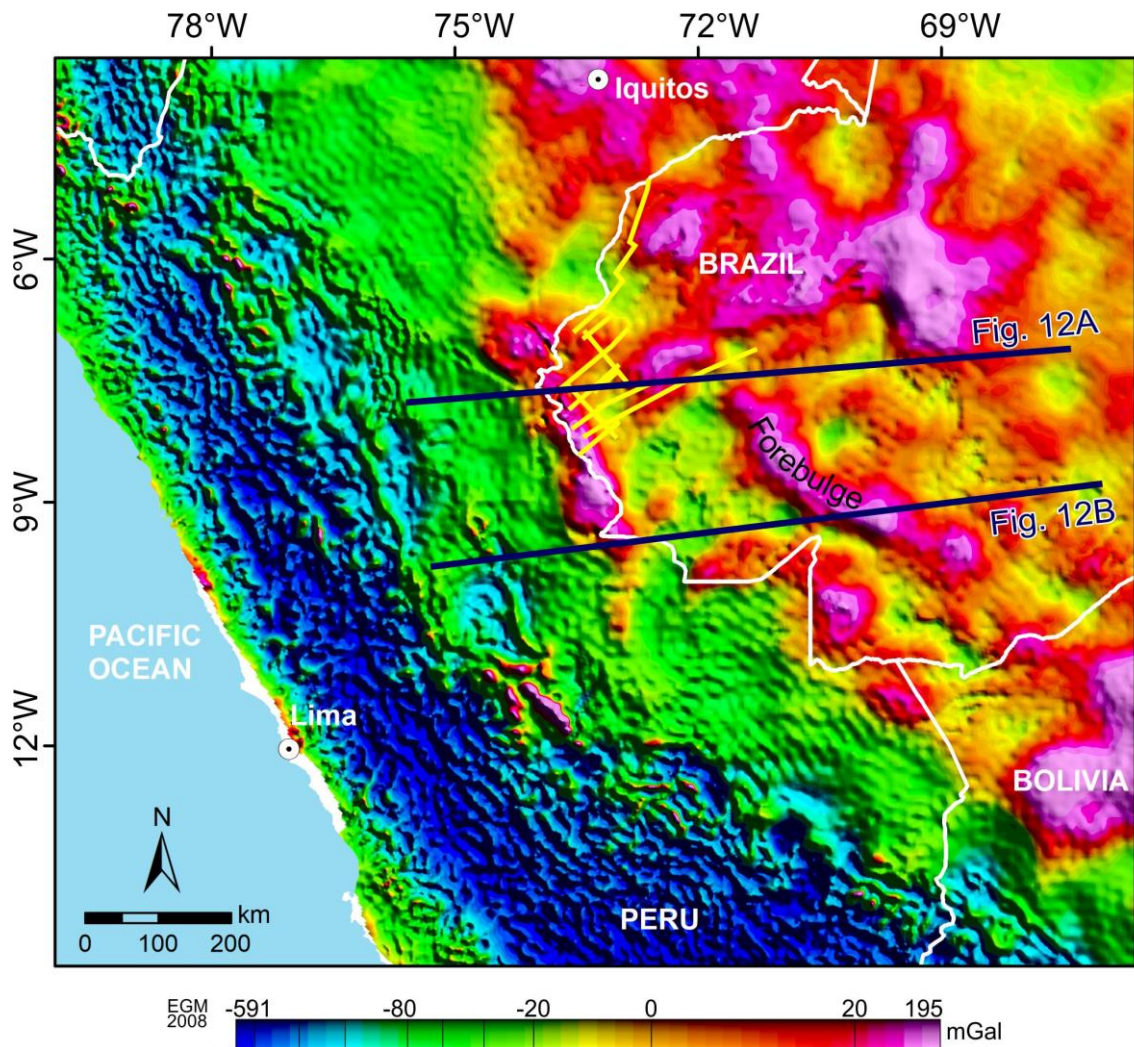


- Tobisch O.T., Paterson S.R., Longiaru S., Bhattacharyya T. 1987. Extent of the Nevadan orogeny, central Sierra Nevada, California. *Gology* 15, p. 132-135.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<132:EOTNOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<132:EOTNOC>2.0.CO;2)
- Torsvik, T.H. & Cocks, L.R. 2016. *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. 317p.  
<https://doi.org/10.1017/9781316225523>
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. 2002. *Geodynamics*. University Press. First edition, Edinburgh, UK. 456 p.
- Uba, C.E., Heubeck, C. and Hulka, C., 2006. Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, Southern Bolivia. *Basin Research*, 18(2): 145-170.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00291.x>
- Ulmishek, G.F. and Klemme, H.D. 1990. Depositional controls, distribution, and effectiveness of world's petroleum source rocks. USGS Numbered Series, Bulletin 1931. 59p. <https://doi.org/10.3133/b1931>
- Ussami, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J.M.L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, 18 (1), p. 25-39. <https://doi.org/10.1029/1998TC900004>
- van der Meer, D. G., Torsvik, T. H., Spakman, W., van Hinsbergen, D. J. J., & Amaru, M. L. (2012). Intra-Panthalassa Ocean subduction zones revealed by fossil arcs and mantle structure. *Nature Geoscience*, 5(3), 215–219.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo1401>
- Vasconcellos, R.V.A.; Silveira, R.L.; Bezerra, J. de R.L.; Alevato, R.C.; Barbosa, G.S. 2018. Bacia do Acre – integração dos dados sísmicos e métodos potenciais adquiridos pela ANP. *Anais, III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salinópolis*. p. 1-4.

- Wanderley Filho, J. R., Eiras, J. F., & Vaz, P. T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, 15(2), 217–225.
- Wanderley Filho J.R., Eiras J.F., Cunha P.R. da C., van der Vem, P.H. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 29-37. <https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch3>
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press. 472 pp.
- Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108–125. <https://doi.org/10.1139/e85-009>
- Wesselingh, F. P., M. C. Hoorn, J. Guerrero, M. E. Räsänen, L. Romero Pittmann, and J. Salo, 2006, The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Perú, Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution: *Scripta Geologica*, v. 133, p. 291–322. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/665>
- Yielding, G., Freeman, B. and Needham, D.T., 1997. Quantitative fault seal prediction. *AAPG Bulletin*, 81(6), pp.897-917. <https://doi.org/10.1306/522B498D-1727-11D7-8645000102C1865D>
- Yielding, G., Bretan, P. and Freeman, B., 2010. Fault seal calibration: a brief review. *Geological Society, London, Special Publications*, 347(1), pp.243-255. <https://doi.org/10.1144/SP347.14>
- Yinfu, X.; Jihancheng, Yongdi, S.; Ying, H. 2010. Petroleum geology and exploration potential of Oriente-Maranon Basin. *Petroleum exploration and development*, 37(1), 51-56. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(10\)60014-6](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(10)60014-6)

- Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.). 2018. Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. The American Association of Petroleum Geologists, Houston. 664 p. <https://doi.org/10.1306/AAPG117>
- Zamora, G. and Gil, W. 2018. The Marañón Basin: Tectonic evolution and paleogeography, In Zamora. G., McClay K. R., Ramos V.A. (eds.) Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia. AAPG Memoir 117, p. 121–144. <https://doi.org/10.1306/13622119M1173768>
- Zamora, G.; Louterbach, M.; Arriola, P. 2019. Structural controls along the Peruvian Subandes. In: Horton, B.K. and Folguera, A. Andean Tectonics, Elsevier. pages 333-362. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00015-0>
- Zelasco, L.D.N. 2010. Tectonic evolution of the Contaya Arch Ucayali Basin, Peru. MsC Thesis, Graduate Studies of Texas A&M University. 49p.

## 5.10 Supplementary data



Supplementary data 2. Regional Bouguer anomaly grid obtained from EGM2008 showing the extent of the forebulge and the structural highs and other arches that limit the Acre Basin. Yellow lines indicate seismic sections shown throughout the manuscript and dark blue lines indicate flexural profiles.

# **CAPÍTULO 6**

# **CONCLUSÕES**

## 6 CONCLUSÕES

A análise integrada por meio de dados gravimétricos e magnéticos aerolevados, gravimetria de satélite, dados de poços e linhas sísmicas 2D, possibilitou a caracterização tectônica da Bacia do Acre dentro de um contexto regional. As conclusões desta tese envolvem desde a composição, profundidade e estruturas do embasamento, até o preenchimento sedimentar e seus eventos de deformação, os quais permitem posicionar a bacia no cenário evolutivo das bacias sub-Andinas.

A modelagem direta 2,5D indicou um predomínio de rochas meta-sedimentares, metamórficas de baixo grau e granitos na composição do embasamento. Isto aponta para uma extensão da Província geocronológica Sunsás do Cráton Amazônico, em direção à Bacia do Acre e para uma semelhança com o embasamento das bacias sub-Andinas de Marañón, Ucayali e Madre de Dios composto por rochas metassedimentares, metamórficas de baixo grau e granitos.

Tendo em vista que há uma limitação de recobrimento sísmico e poços, esta tese propõe pela primeira vez, um modelo de profundidade do embasamento para toda a região da Bacia do Acre. A correlação entre o mapa estrutural do topo do embasamento obtido por sísmica e as profundidades obtidas por magnetometria (*Tilt depth*) indicaram maiores profundidades a norte da latitude 9°S, onde pode atingir valores acima de 7.700 m. A região, ao sul do Arco de Fitzcarrald, apresentou profundidades consideravelmente menores, com média em torno de 1.000 m, localmente pontuada por pequenos baixos.

Houve uma evidente complexidade crustal na região da Bacia do Acre, em grande parte provocada pela tendência de adelgaçamento junto aos arcos tectônicos. A aplicação da técnica do *Matched Filter* indicou grupos de fontes a profundidades entre 2,2 e 22 km e *Moho* entre as profundidades 28 e 37 km, o que é compatível com os modelos propostos para a região por meio de função do receptor, *H-k stacking* e modelos gravimétricos de satélite. Em relação ao Arco de Iquitos, a menor espessura crustal pareceu ser um desdobramento do evento tafrogenético ocorrido no Triássico e Jurássico inferior.

Dois eventos distintos de soerguimento do embasamento ocorreram na mesma região esperada para a posição atual do Arco de Iquitos: i) Inicialmente, um discreto soerguimento do embasamento durante o Permiano, relacionado à orogenia Gondwanide, e, posteriormente, ii) durante a orogenia do Juruá, onde um amplo soerguimento do

embasamento provocou a erosão de parte da seção Mesozoica. Este embasamento soerguido durante o Permiano e os hemigrabens paleozóicos favoreceram o surgimento das falhas do rifte Triássico, durante a quebra do Pangeia, em uma posição adjacente à sua borda oeste, que condicionou o afinamento crustal identificado na Bacia do Acre. Neste contexto, a Bacia do Acre corresponde a margem (charneira) do grande estiramento crustal que resultou no sistema de riftes sub-Andinos do Triássico ao Jurássico. Isso justifica o fato de as falhas do rifte na Bacia do Acre possuírem uma orientação N-S distinta da trama E-W extraída para as estruturas menores do embasamento na totalidade do dado magnetométrico. É importante ressaltar, que a porção norte da bacia apresenta uma densidade menor de lineamentos geofísicos, orientados segundo um trend aproximadamente N-S, o que coincide com a região esperada para a borda do rifte sub-Andino na Bacia do Acre. Há ainda a possibilidade de os lineamentos geofísicos extraídos do dado magnetométrico representarem (especialmente para os mapas de grupo de fontes mais rasas), além de falhas, parte da deformação e trama metamórfica caracterizada em seções sísmicas como reflexões intra-embasamento. Os dados levantados durante esta pesquisa ainda demonstraram que tanto o alto do embasamento ao sul, quanto o alto estrutural ao norte da bacia, compuseram uma única estrutura que tem a mesma origem relacionada à orogenia Juruá. Assim, propõe-se reclassificar o Arco de Envira como uma expressão de um único alto do embasamento, soerguido durante a orogenia do Juruá no Jurássico superior, aqui denominado de Alto do Envira.

Além disso, o embasamento assumiu um papel preponderante na criação e manutenção de depocentros, por meio de meio-grabens assimétricos restritos à porção a oeste da longitude 73°W. Tanto a análise dos métodos potenciais quanto a sísmica, evidenciaram que a Falha de Batã e o *forebulge* são controlados por estruturas profundas do embasamento. A Falha de Batã se destacou ao ser uma estrutura que atravessa toda a Bacia do Acre na direção N-S e por exercer grande influência na deposição e deformação da bacia. Esta expressiva estrutura limita parte dos meio-grabens paleozoicos do embasamento, delimita depocentros e restringe as trapas estruturais ao seu bloco oeste. A falha foi originada durante o Triássico tardio em um regime extensional associado à quebra do Pangeia, provavelmente mediante reativação de antigas falhas do embasamento. Posteriormente, a Falha de Batã foi invertida durante a orogenia Juruá (Jurássico tardio) e reativada durante a fase Quechua III (Mioceno médio) como parte da orogenia Andina. A Falha de Batã também condicionou o estilo estrutural da deformação

provocada pela orogenia Juruá na Bacia do Acre. Apesar da discordância relacionada à orogenia com idade Kimmeridgiano ocorrer por toda a bacia, soerguimentos do embasamento restringiram as dobras e discordância do tipo angular ao bloco a oeste da falha. Ao leste, predominou a discordância do tipo erosiva. Parte da seção de crescimento relacionado ao estágio rifte e parte da seção pós-rifte foi erodida durante essa orogenia e esteve preservado apenas em regiões isoladas junto à Falha de Batã.

A deformação compressional Cenozoica na Bacia do Acre foi possibilitada por um complexo somatório entre subsidência flexural, subducção de baixo ângulo (*flat slab*) e herança tectônica. As falhas do Divisor, associadas à Serra do Divisor, correspondem a uma típica estrutura do tipo soerguimento de embasamento intra-antepaís (*intraforeland basement uplift*), originada durante a fase Quechua III concomitante à segunda reativação reversa da Falha de Batã. A implantação do *forebulge* na Bacia do Acre não pode ser simplificada por meio de um mecanismo Cenozoico puramente flexural. Uma cadeia de eventos iniciada com o i) soerguimento do embasamento no Permiano e ii) principalmente no Jurássico tardio, seguida da iii) reativação Cenozoica de falhas do rifte Triássico, iv) o soerguimento de blocos do embasamento intra-antepaís durante a fase Quechua III e v) a subsidência flexural provocada pelo cinturão de dobras e cavalgamentos Andino, condicionaram a localização e geometria atípica (maior amplitude e menor comprimento de onda) do *forebulge* e resultaram em um mecanismo localmente não elástico para o seu soerguimento. Desta forma, esta tese propõe o abandono do termo “Arco de Iquitos” para a Bacia do Acre, uma vez que, conceitualmente o *forebulge* na bacia brasileira não se adequa a estrutura flexural mapeada na Bacia do Marañón.

Seguindo os mesmos critérios classicamente adotados para a delimitação das bacias sub-Andinas, foi possível estabelecer os limites ideais para a Bacia do Acre. Desta forma, conclui-se que a bacia é bordejada tanto a leste quanto a oeste por arcos regionais (Iquitos, Contaya e Fitzcarrald) e altos Cenozoicos do embasamento estruturados por falhas reversas ou por antigos altos reativados durante a orogenia Andina (Arco de Manu). A adoção de limites puramente estruturais, resultou em uma área total mínima de 165.000 km<sup>2</sup>. Diferenças nas profundidades do embasamento, na suscetibilidade magnética, na densidade e orientação dos lineamentos geofísicos, na intensidade da deformação e no estilo de trapas, levaram à delimitação das Sub-bacias Divisor e Xapuri, respectivamente ao norte e ao sul do Arco Fitzcarrald, de modo a destacar eventuais evoluções tectono-



sedimentares e potenciais exploratórios distintos. Esta proposta se diferencia em relação às anteriores ao extinguir a extensão brasileira da Bacia Madre de Deus, desconsiderar o Arco de Envira e mapear o Arco de Iquitos. Além disso, se mostrou uma abordagem mais adequada ao considerar o contexto regional Sub-Andino. Houve uma correlação tectono-estratigráfica maior com as bacias de Marañón e Ucayali do que com a Bacia do Solimões, o que permitiu classificar a Bacia do Acre como uma bacia sub-Andina. Desta forma, a Bacia do Acre integrou o sistema de bacias antepaís Andino, como parte de uma grande depozona *foredeep* com uma área de aproximadamente 745.000 km<sup>2</sup>, aqui denominado *Foredeep* da Amazônia Ocidental, que envolveu pelo menos outras três bacias sub-Andinas e partes da Colômbia, Equador, Peru e Bolívia. Essa correlação foi evidente tanto para os depósitos Pré-Andinos, quanto para os depósitos sob influência direta da tectônica Andina. Dentre os eventos tectônicos registrados em ambas as bacias, destacaram-se a orogenia Famatiniana, orogenia Gondwanide, quebra do Pangeia, orogenia Juruá e orogenia Andina.

Esta abordagem integrada entre métodos potenciais e sísmica de reflexão pode ser totalmente replicada para outros tipos de bacias sedimentares, revelando-se extremamente valiosa para a compreensão do papel do embasamento na reconstrução do arcabouço tectono-sedimentar, delimitação de depocentros, limites de bacia, história deposicional e inferir potenciais econômicos, especialmente em áreas com baixa cobertura de levantamentos sísmicos e dados de poços.

# **CAPÍTULO 7**

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

## 7 REFERÊNCIAS

- Albert, J.S.; Val, P.; Hoorn, C. 2018. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. *Neotropical Ichthyology*, **16(3)**: e180033[1-23].
- Alkmim, F.F. and Reis, H.L. 2020. Brazil and the Guianas in the Context of South America's Geological Evolution. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Encyclopedia of Geology, 2nd edition. 20p.
- Alves, L.S. 2010. Contribuições dos métodos potenciais para os estudos tectônicos regionais na Margem Continental Ibérica Ocidental. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **19 (1)**: 53-68.
- Allen, P.A. and Allen, J.R. 2005. Basin analysis: principles and applications. 2nd ed. Blackwell Science Ltda. Oxford. 549p.
- Almeida F.F.M. de; Hasui Y.; Brito Neves B.B. de; Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17(1)**: 1-29.
- Almeida F.F.M. de. 2004. Revisión del límite de la Plataforma Sudamericana en la Argentina. In: Mantesso Neto V.; Bartorelli A.; Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B. de. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca. p. 37-41.
- Almeida F.F.M. de & Carneiro C. Del Ré. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto V.; Bartorelli A.; Carneiro C. Del Ré; Brito-Neves B.B. de B. (Eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, pp. 43–58.
- Almeida, H. de F.; Costa, M.L. da; Pöllmann, H.; Carvalho, A.T. 2007. Carga de suspensão em rios do Acre: caracterização mineralógica e química. In: Rosa-Costa, L.T. da; Klein, E.L.; Viglio, E.P. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia - Volume 5. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBGeo-NO), Belém, Pará, Brasil. p. 167-178.
- Alvim, A.M.V. 2020. Contribuições dos isótopos de C, O e Sr em fósseis para caracterização de incursões marinhas cenozoicas na Amazônia. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 97p.
- Alvim, A.M.V.; Santos, R.V.; Roddaz, M.; Antoine, P.A.; Ramos, M.In.F.; Carmo, D.A. do; Linhares, A.P.; Negri, F.R. 2021. Fossil isotopic constraints (C, O and 87Sr/86Sr) on Miocene shallow-marine incursions in Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **573**, 110422.
- Anderson R. B., Long S. P., Horton B. K., Calle A. Z., Ramirez V. 2017. Shortening and structural architecture of the Andean fold-thrust belt of southern Bolivia (21°S): Implications for kinematic development and crustal thickening of the Central Andes: *Geosphere*, **13 (2)**: 1–21.
- Aragón, E.; Pinotti, L.; D'Eramo, F.; Castro, A.; Rabbia, O.; Coniglio, J.; Demartis, M.; Hernando, I.; Cavarozzi, C.E.; Aguilera, Y.E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers*, Volume 4, Issue 4, P. 377-388.
- Arkani-Hamed, L. 1988. Differential reduction-to-the pole or regional magnetic anomalies. *Geophysics*, **53(12)**, 1503–1637.
- Arkani-Hamed, L. 2007. Differential reduction to the pole: Revisited. *Geophysics*, **72(1)**, pp. 13-20.
- Armijo R.; Lacassin R.; Coudurier-Curveur A.; Carrizo D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews* **143**, p 1–35.

- Baby P., Calderón Y., Brusset S., Roddaz M., Brichau S., Eude A., Calves G., Calderón Y., Quispe A., Ramirez L., Bandach A., Bolaños R., Hurtado C., Louterbach M., Espurt N. 2018. The Peruvian Sub-Andean Foreland Basin System: Structural Overview, Geochronologic Constraints, and Unexplored Plays, In: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V.A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. American Association of Petroleum Geologists Memoir 117*, p. 91–120.
- Baby, P.; Calderon, Y.; Enriquez, C.H.; Bandach, A. 2019. Atlas of the Peruvian Subandean Petroleum Systems - From source to trap. Perupetro S.A. 145p.
- Baker, P.A., *et al.* 2015. Trans-Amazon Drilling Project (TADP): origins and evolution of the forests, climate, and hydrology of the South American tropics. *Sci. Dril.*, 20, 41-49.
- Bally, A.W & Snelson, S. 1980. In: A. A. Miall, Ed., Facts and Principles of World Petroleum Occurrence. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 6*, Calgary, pp. 9-94.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* **22(2)**, 359–383.
- Baranov V. and Naudy H. 1964. Numerical Calculation of the Formula of Reduction of the Magnetic Pole. *Geophysics*, **29**: 67-79.
- Barros, A.M.; Alves, E.D. de O.; Araújo, J.F.V.; Lima, M.I.C.; Fernandes, C.A. 1977. Geologia. In: Projeto RADAM BRASIL Levantamento de recursos naturais, 13, Folha SB/SC.18-Javari/Contamana. Departamento de Produção Mineral, Rio de Janeiro, p.17-101.
- Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal International*, **(65)2**, 291–329.
- Beck S.L.; Zandt G.; Myers S.C.; Wallace T.C.; Silver P.G.; Drake L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, **24(5)**: 407–410.
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Salina A.S., Ramiro Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**: 28-46.
- Bianchi, M.B.; Assumpção, M.; Koch, C.; Beck, S. 2021. Effect of the cold Nazca Slab on the depth of the 660 km discontinuity in South America. *Journal of South American Earth Sciences* **112**, 103607.
- Bicudo, T.C., Sacek, V., Almeida, R.P. De, Bates, J.M., Ribas, C.C., 2019. Andean Tectonics and Mantle Dynamics as a Pervasive Influence on Amazonian Ecosystem. *Scientific Reports, Nature*, **16879**: 1–11.
- Bicudo, T.C.; Sacek, V.; Almeida, R. P. 2020. Reappraisal of the relative importance of dynamic topography and Andean orogeny on Amazon landscape evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **546**, 116423.
- Bina, C.R. & Helffrich, G. 2014. Geophysical constraints on mantle composition. In: *Treatise on Geochemistry*, second ed., vol. 3. Elsevier Inc., pp. 41–65.
- Bishop B. T., Beck S. L., Zandt G., Wagner L., Long M., Antonijevic S. K., Kumar A., Tavera H. 2017. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere*, **13(5)**: 1392–1407.
- Bissaro-Júnior M., Kerber L., Crowley J. L., Ribeiro A.M., Ghilardi R. P., Guilherme E, Negri F. R., Filho J. P. S., Hsiou A. S. 2019. Detrital zircon U–Pb geochronology constrains the age of Brazilian Neogene deposits from Western Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **516**: 64-70.
- Blakely R.J. 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: Cambridge University Press, London. 441p.

- Blakely R.J.; Connard G.G.; Curto J.B. 2016. Tilt Derivative Made Easy. Geosoft Technical Publications, 4: 1-4.
- Blum M.L.B., Pires A.C.B. 1996. Superfície Curie da região central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26, 03, 197–208.
- Bocquentin, J.C. & Souza-Filho, J.P. de. 1990. O Crogodiliano Sul-Americano *Carandaisuchus* como sinônimo de *Mourasuchus* (*nettosuchidae*). *Revista Brasileira de Geociências*, **20(1-4)**: 230-233.
- Boger, S.D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, E., Fanning, C.M. 2005. UPb age data from the Sunsas region of eastern Bolivia: Evidence for the allochthonous origin of the Paragua block. *Precambrian Research*, **139**, 121–146.
- Bonini, M.; Sani, F.; Antonielli, B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics* **522–523**, 55–88.
- Boschman, L.M. and van Hinsbergen, D.J.J. 2016. On the enigmatic birth of the Pacific Plate within the Panthalassa Ocean. *Sci. Adv.*, **2(7)**, e1600022.
- Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *J. South Am. Earth Sci.* **47**: 72–89.
- Brito Neves, B.B. de & Fuck, R.A. 2014. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Res.* **244**:75-86.
- Brito Neves B.B. de, Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, **44(3)**: 493-518.
- Brown, A. 1999. Limits of Visibility and Separability for a Range of Geologic Situations. AAPG Memoir 42 pg. 5. SEG Investigations in Geophysics no. 9
- Bulhões E. M. and Amorim W.N. de. 2005. Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 6p.
- Calderón, Y., P. Baby, C. Hurtado, and S. Brusset. 2017a. Thrust tectonics in the Andean retroforeland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Marine and Petroleum Geology*, v. **82**, p. 238–250.
- Calderón Y., P. Baby, Y. Vela, C. Hurtado, A. Eude, M. Roddaz, S. Brusset, G. Calvès and R. Bolaños. 2017b. Petroleum systems restoration of the Huallaga-Marañon Andean retroforeland basin, Peru: In Mahdi A. AbuAli, Isabelle Moretti, and Hege M. Nordgård Bolås, eds., *Petroleum Systems Analysis - Case studies*. AAPG Memoir 114.
- Campbell, Wallace H. 2001. Earth magnetism: a guided tour through magnetic fields. San Diego: Harcourt/Academic Press. Complementary science series. 151 p.
- Campbell Jr., K.E.; Frailey, C.D.; Romero-Pittman, L. 2006. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **239**: 166–219.
- Caputo, M.V. 1991. Solimões megashear: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology*, **19**: 246-249.
- Caputo, M.V. 2014. Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, **44(2)**: 181-190.
- Caputo, M.V. & Silva, O.B. da. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. Raja Gabalia, G.P. and Milani, E.J. (eds.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Ed. Gávea, PETROBRÁS. p.169-193.

- Calderón, Y., Baby, P., Hurtado, C., Brusset, S. 2017. Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Mar. Pet. Geol.* **82**, 238–250.
- Callot P., Sempere T., Odonne F., Robert E. 2008. Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, **20**: 1–24.
- Carlotto, V. 2013. Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics*, **589**: 195–219.
- Carlotto V., Rodríguez R., Acosta H., Cárdenas J., Jaillard E. 2009. Totos-Paras (Ayacucho) structural high: A paleogeographic boundary in the Mesozoic evolution of the Pucará (Late Triassic-Liassic) and Arequipa (Jurassic-Cretaceous) basins. Sociedad Geológica del Perú, *Volumen Especial*, 7: 1–46.
- Casquet C., Dahlquist J.A., Verdecchia S.O., Baldo E.G., Galindo C., Rapela C.W., Pankhurst R.J., Morales M.M., Murra J.A., Fanning C.M. 2017. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? *Earth-Science Reviews*, **117**: 209-225.
- Catuneanu, O. 2004. Retroarc foreland systems - evolution through time. *Journal of African Earth Sciences* **38**, 225–242.
- Cavalcante, L.M. 2006. Aspectos Geológicos do Estado do Acre e Implicações na Evolução da Paisagem. Rio Branco, AC, Embrapa. 25p
- Chamani, M.A.C. 2020. O Lineamento Transbrasiliano: um elemento chave na evolução da Plataforma Sul-Americana. In: Bartorelli A.; Teixeira W., Brito Neves B. B. de. Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. Solaris Ed., São Paulo. p. 181-202.
- Chen, YW.; Wu, J.; Suppe, J. 2019. Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature* **565**, 441–447.
- Chew, D.M.; Magna, T.; Kirkland, C.L.; Mišković, A.; Cardona, A.; Spikings, R.; Schaltegger, U. 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research*, **167**(1–2): 186-200.
- Chew D.M., Cardona A., Miškovic A. 2011. Tectonic evolution of western Amazonia from the assembly of Rodinia to its break-up. *Int. Geol. Rev.* **53**(11/12): 1280–1296.
- Chew, D. M.; Pedemonte, G.; Corbett, E. 2016. Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Gondwana Research*, **35**: 59-78.
- Clark D.A. and Emerson J.B. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, **22**, 547-555.
- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas F., M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A., Archibald, D.A., 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Econ. Geol.* **85**: 1520–1583.
- Cobbold, P.R.; Rosselo, E.A.; Roperch, P.; Arriagada, C.; Gómez, L.A.; Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *Geological Society, London, Special Publications* **272**, 321 - 343.
- Condie, K.C. 2013. Preservation and Recycling of Crust during Accretionary and Collisional Phases of Proterozoic Orogens: A Bumpy Road from Nuna to Rodinia. *Geosciences* **3**, 240-261.
- Cooper G.R.J. and Cowan D.R. 2005. Differential Reduction to the Pole. *Computers & Geosciences*, **31**: 989-999.

- Cooper G.R.J. and Cowan D.R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, **32** (10): 1585-1591.
- Cordani U.G.; Tassinari C.G.G.; Teixeira W.; Kawashita K.; Basei M.A.S. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, 1979, Arica (Chile). *Actas. Santiago, Sociedad Geológica de Chile*, **4**:134-148.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes* **22** (3): 167–173.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Catalán, J.R.M. (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust. *Geological Society of America Memoir* **200**: 297–320.
- Cordani U.G.; Teixeira W.; D'Agrella-Filho M.S.; Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research* **15**, 396–407.
- Cordani, U. G.; Ramos, V. A.; Fraga, L. M.; Cegarra, M.; Delgado, I.; Souza, K. G. de; Gomes, F. E. M.; Schobbenhaus, C. 2016. Tectonic map of South America - Mapa tectónico de América del Sur, Mapa tectônico da América do Sul. 2nd. ed. Paris: CGMW-CPRM-SEGEMAR. 1 map. Scale 1:5.000.000.
- Cordell, L., and R. Henderson, 1968, Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, v. **33**, no. 4, p. 596–601.
- Cordell L. and Grauch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W. J. (ed.). The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, SEG, 181-197.
- Correa, R.T.; Vidotti, R.M.; Oksum, E. 2016. Curie surface of Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics*, **679**: 73-87.
- Costa C., Alvarado A., Audemard F., Audin L., Benavente C., Bezerra F.H., Cembrano J., González G., López M., Minaya E., Santibañez I., Garcia J., Arcila M., Pagani M., Pérez I., Delgado F., Paolini M., Garro H. 2020. Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: 102837.
- Cowan D.R. and Cowan S. 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, **24**: 429-436.
- Cunha, P.R. da C., 2006. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia do Acre. Boletim da Fundação Paleontológica Phoenix, Ano 8, Número 86. 6p.
- Cunha, P.R. da C., 2007. Bacia do Acre. *Bol. Geociencias da Petrobras* **15**: 207–215.
- Curto, J.B. 2015. O Lineamento Transbrasiliano na Bacia do Paraná: compartimentação crustal do embasamento e reativações fanerozóicas. Tese (Doutorado - Doutorado em Geologia), Universidade de Brasília, 190p.
- Curto, J.B.; Vidotti, R.M.; Blakely, R.J.; Fuck, R.A. 2015a. Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, **655**: 58–72.
- Curto J.B.; Diniz, T.; Vidotti R.M.; Blakely R.J.; Fuck R.F. 2015b. Optimizing depth estimates from magnetic anomalies using spatial analysis tools. *Computers & Geosciences* **84**: 1–9.
- Dahlstrom C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 743-757.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**: 105-123.
- D'Agrella-Filho, M. S.; Trindade, R. I. F.; Elming, S.-Å.; Teixeira, W.; Yokoyama, E.; Tohver, E.; Geraldés, M. C.; Pacca, I. I. G.; Barros, M. A. S.; Ruiz, A. S. 2012. The

- 1420 Ma Indivaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent. *Gondwana Research*, **22(3)**: 956–973.
- D'Agrella-Filho, M. S.; Bispo-Santos, F.; Trindade, R. I. F.; Antonio, P. Y. J. 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian Journal of Geology*, **46(2)**: 275–299.
- Davis, J. C. 1986. Statistics and data analysis in geology. 2<sup>nd</sup> Ed. Wiley, New York, 646 p.
- Dentith M. and Mudge, S. 2014. Geophysics for the mineral exploration geoscientist, AusIMM Bulletin, Cambridge University Press, Cambridge. 425p.
- Dobrin M.B. and Savit C.H. (1988) Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill, New York, USA.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**: 105–123.
- DeCelles, P.G. 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. Busby, C. and Pérez, A.A. (Eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, First Edition. Blackwell Publishing Ltd. 664p.
- Dewangan, P., Ramprasad, T., Ramana, M.V., Desa, M., Shailaja, B. 2007. Automatic interpretation of magnetic data using Euler deconvolution with nonlinear background. *Pure Appl. Geophys.* **164**, 2359–2372.
- Dickinson, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson). *Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **22**, Tulsa, Oklahoma. 1–27
- Dix, C.H. 1955. Seismic Velocities from Surface Measurements. *Geophysics* **20(1)**: 68–86.
- Ellison, R.A.; Klinck B.A.; Hawkins, M.P. 1989. *Journal of South American Earth Sciences* **2(3)**, 263–276.
- Erlich, R. N., J. Fallon, and P. O'Sullivan. 2018. Stratigraphy and LA-ICP-MS Zircon U-Pb provenance of Middle Permian to Maastrichtian sandstones from outcrop and subsurface control in the sub-Andean basins of Perú, in G. Zamora, K. R. McClay and V. A. Ramos, eds., *Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Perú and Bolivia: AAPG Memoir* **117**: 179–226.
- Espurt, N., P. Baby, S. Brusset, M. Roddaz, W. Hermoza, V. Regard, P.-O. Antoine, R. Salas-Gismondí, and R. Bolaños. 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology*, **35 (6)**: 515–518.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoini, P.O., Salas-Gismondí, R., Bolaños, R. 2007. How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* **35**, 515–518.
- Espurt, N., Baby, P., Hermoza, W., Bolan, R., Uyen, D., De, J., 2008. Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru. *Tectonics* **27**: 1–21.
- Espurt N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W. Barbarand J. 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 89–100.
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.C. 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics* **34**, 715–730.



- Fairhead, J. D., Salem, A., Williams, S., & Samson, E. 2008. Magnetic interpretation made easy: The Tilt-Depth-Dip-  $\Delta K$  method. SEG Las Vegas 2008 Annual Meeting. SEG Technical Program Expanded Abstracts. p. 779-783.
- Faleide, T.S.; Braathen, A.; Lecomte, I.; Mulrooney, M.J.; Midtkandal, I.; Bugge, J.; Planke, S. 2021. Impacts of seismic resolution on fault interpretation: Insights from seismic modelling. *Tectonophysics*, **816**, 229008.
- Feijó, F.J. & Souza, R.G. de. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8(1)**: 9-16.
- Ferreira, F.J., de Souza, J., Bongiollo, A.B.S., de Castro, L.G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics* **78** (3), J33–J41.
- Ferreira, L.; Vidotti, R.M.; Abreu, C.J.; Marotta, G.S.; Dantas, E.L. 2019. Água Bonita pull apart basin and its relationship to Transbrasiliano Lineament. *Jour. of South Am. Earth Sci.*, **89**: 63–75.
- Fortier, D. C.; Souza-Filho, J. P. de; Guilherme, E.; Maciente, A. A. R.; Schultz, C. L. 2014. A new specimen of *Caiman brevirostris* (Crocodylia, Alligatoridae) from the late Miocene of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. **34**, n. 4, p. 820–834.
- Frederic S.; Jean-Luc F.; Jorge G.; Adriana L.; Stephane R.; Olvis P. 2016. Evaluación del Sistema Petrolífero de la Cuenca de Madre de Dios de Bolivia. Conference: XII Bolivarian Symposium, Bogota. Doi: 10.13140/RG.2.2.19112.37129.
- Gansser A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, **129**: 93-131.
- Garzione, C.N., McQuarrie, N., Perez, N.D., Ehlers, T.A., Beck, S.L., Kar, N., Eichelberger, N., Chapman, A.D., Ward, K.M., Ducea, M.N., Lease, R.O., Poulsen, C.J., Wagner, L.S., Saylor, J.E., Zandt, G., Horton, B.K. 2017. Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Implications for the Growth of Plateaus. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **45**: 529–559.
- Geraldes M.C., Van Schmus W.R., Condie K. C., Bell S., Teixeira W., Babinski M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Res.*, **111**: 91-128.
- Geraldes M.C.; Tavares A.D.; Santos A.C. 2015. An Overview of the Amazonian Craton Evolution: Insights for Paleocontinental Reconstruction. *International Journal of Geosciences*, **6**: 1060-1076.
- Geraldes M.C., Teixeira W., Matos R. 2020. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas graníticas da orogenia San Ignacio (Bolivia). *Revista Geociências*, **39(1)**: 1-19.
- Gervasoni, F.; Jalowitzki, T.; Rocha, M.P.; Weska, R.K.; Novais-Rodrigues, E.; Rodrigues, R.A.F.; Bussweiler, Y.; Barbosa, E.S.R.; Berndt, J.; Dantas, E.L.; Souza, V.S.; Klemme, S. 2022. Recycling process and proto-kimberlite melt metasomatism in the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Amazonian Craton recorded by garnet xenocrysts and mantle xenoliths from the Carolina kimberlite. *Geoscience Frontiers*, **13(5)**, 101429.
- Gingras, M.K.; Räsänen, M.E.; Ranzi, A. 2002. The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the southern part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre: Amazonia Brazil. *Palaios* **17**, 591–601.
- Gómez J.; Schobbenhaus C.; Montes N.E. (eds.). 2019. Geological Map of South America 2018. Scale 1:5 000 000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil, Paris. DR-Rom.

- Grant, F.S. & Dodds, J. 1972. MAGMAP FFT Processing System Development Notes, Paterson Grant and Watson Ltd, Canadá.
- Gundmundsson G. 1966. Interpretation of one-dimensional magnetic anomalies using Fourier transform. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **12**: 87-97.
- Gunn P.J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23: 300-312.
- Haag, N. A. 2012. Potencial fossilífero e geológico do cretáceo-neógeno da Bacia do Acre, Vale do Juruá (Amazônia Sul-Occidental). In: Lopes, F.C.; Andrade, A.I., Henriques, M.H., Quinta-Ferreira, M., Barata, M.T.; Reis, P. R. (Eds.). PARA CONHECER A TERRA - MEMÓRIAS E NOTÍCIA DE GEOCIÊNCIAS NO ESPAÇO LUSÓFONO. Centro de Estudos Clássicos e Humanísticos da Universidade de Coimbra. Pombalina, Coimbra University Press. p. 179-187.
- Haag, N. A.; Henriques, M. H. 2016. The Paleontological Heritage of the Acre (Amazonia, Brazil): *Contribution Towards a National Paleontological Database. Geoheritage*, **8(4)**, p. 381–391.
- Haag N.A & M.H. Henriques. 2016. The Paleontological Heritage of the Acre (Amazonia, Brazil): Contribution Towards a National Paleontological Database. *Geoheritage*, **8(4)**: 381-391.
- Haney M., Johnston C. Li Y., Nabighian M.N., 2003. Envelopes of 2D and 3D magnetic data and their relationship to the analytic signal: Preliminary results, in: Technical Program Expanded Abstracts of SEG International & 73rd Annual Meeting, 22, SEG, Dallas, 596-599.
- Hasui Y. 2012. Compartimentação geológica do Brasil. In: Hasui Y.; Carneiro C.D.R.; Almeida F.F.M. de; Bartorelli A. (Eds.). *Geologia Do Brasil*. Editora Beca. pp. 112–122.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science* (**80**), 362(6410), 58–61.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R. 2005. The Huallaga foreland basin evolution: thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *J. S. Am. Earth Sci.* **19(1)**, 21–34.
- Hermoza, W.; Zamora, G.; Macellari, C.; Tocco, R. 2011. Paleozoic deformation and its hydrocarbon potential in the Northern Andean Foreland Basin. Conference: VII International Seminar - INGEPET. Lima, Peru. (EXPR-3-WH-10-E).
- Herron, D.A. 2011. First steps in seismic interpretation. Geophysical monograph series 16, Society of Exploration Geophysicists. 203p.
- Hinze J.W.; Vongfres R.R.B.; Saad A.H. 2013. Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practice and Applications. Cambridge University Press, New York. 512p.
- Hoffman, P.F., 1991, Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, **252 (5011)**: 1409–1412.
- Horbe A.M.C., Motta M.B., Almeida C.M. de, Dantas E.L., Vieira L.C. 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia, Brazil: Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River. *Sedimentary Geology* **296**: 9-20.
- Horbe A.M.C., Roddaz M., Gomes L.B., Castro R.B., Dantas E.L., Carmo D.A. do. 2019. Provenance of the Neogene sediments from the Solimões Formation (Solimões and Acre Basins), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **93**: 232–241.
- Horton, B.K. 2018a. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics* **37**: 402–429.

- Horton, B.K. 2018b. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews* **178**: 279–309.
- Horton, B.K. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, **25(10)**: 895–898.
- Horn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science*, **330**: 927–31.
- Hulot, G.; Balogh, A.; Christensen, U.R.; Constable, C.; Mandea, M.; Olsen, N. 2011. Terrestrial magnetism. New York: Springer, 2011th Edition. 410p.
- Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R.V., Baby, P., Antoine, P.O., Dantas, E.L., 2018. Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). *Gondwana Res.* **63**, 152–168.
- Isles D.J. and Rankin L.R. 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australian Society of Exploration Geophysicists. CD-ROM. 357 p.
- Jaillard, E., and P. Soler, 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics: *Tectonophysics*, **255**: 41–53.
- Jaillard, E., G. Hérail, T. Monfret, E. Díaz-Martínez, P. Baby, A. Lavenu, and J. F. Dumont, 2000, Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Perú, Bolivia and Northernmost Chile, in U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filha, and D. A. Campos, eds., Tectonic evolution of South America: *31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 481–559.
- Jacques, J.M., 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *J. Geol. Surv. London* **160**: 687–701.
- Jha, S., Harry, D.L., Schutt, D.L. 2017. Toolbox for Analysis of Flexural Isostasy (TAFI)—A MATLAB toolbox for modeling flexural deformation of the lithosphere: *Geosphere*, v. 13, no. 5, p. 1555–1565.
- Jiménez, N., S. López-Velásquez, and R. Santivañez, 2009, Evolución tectonomagmática de los Andes bolivianos: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **65(1)**: 36–67.
- Johansson A. 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection - 1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research* **175**, 221–234.
- Jordan, T.E.; Isacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *GSA Bulletin*, **94(3)**: 341–361.
- Kearey P.; Brooks M.; Hill I. 2009. Geofísica de exploração. São Paulo: Oficina de textos, 438 p.
- Kerber, L.; Negri, F. R.; Ribeiro, A. M.; Vucetich, M. G.; Souza-Filho, J. P. de. 2016. Late Miocene Potamarchine Rodents from Southwestern Amazonia, Brazil - With Description of New Taxa. *Acta Palaeontologica Polonica*, **61(1)**, p. 191–203.
- Kern, A.K.; Gross, M.; Galeazzi, C.P.; pupim, F.N.; Sawakuchi, A.O.; Almeida, R.P.; Piller, W.E.; Kuhlmann, G.G.; Basei, M.A.S. 2020. Re-investigating Miocene age control and paleoenvironmental reconstructions in western Amazonia (northwestern Solimões Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **545**, 109652.

- Kingston, D.R.; Dishroon, C.P.; Williams, P.A 1983. Global basin classification. *AAPG Bull.*, **67**: 2175-2193.
- Klemme, H.D. 1980. Petroleum basins classification and characteristics. *J. Petrol. Geol.*, **3**: 187-207.
- Kloster, A.; Gnaedinger, S.; Adami-Rodrigues, K.; Urban, C. 2012. Novo registro de *Zollernioxylon tinocoi* Mussa (Fabaceae) no Vale do Juruá, Mioceno da Formação Solimões, Bacia do Acre, Brasil. *Gaea*, **8(1)**, p. 26–32.
- Kloster, A.; Gnaedinger, S.; Adami-Rodrigues, K.; Urban, C. 2015. New record of fabaceae fossil woods from the Solimões Formation (Miocene), Acre Basin, Amazon, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **18(3)**, p. 391–402.
- Kronberg, B.I.; Fralick, P.W.; Benchimol, R.E. 1998. Late Quaternary sedimentation and palaeohydrology in the Acre foreland basin. *Basin Research* **10**, 311–323.
- Kroonenberg S.B. and Roever E.W.F. 2010. Geological evolution of the Amazonian Craton In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, 9–28.
- Kusiak, M. A., G. Mascle, and V. A. Ramos, 2014, El magmatismo mesozoico asociado a los procesos extensionales en las cuencas de rift del Subandino Boliviano y la importancia de su ubicación geocronológica en la paleogeografía de América del Sur, In *9th Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mendoza, Trabajos Técnicos, v. 2, p. 639–658.
- Lacerda, M.B.S.; Romano, P.S.R.; Bandeira, K.L.N.; Souza, L.G. de. 2021. Georeferencing fossiliferous localities from Solimões and Acre Basins (Brazil) - what we know so far about Solimões Formation and future perspectives. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* **93 (suppl 2)**: e20201642.
- Lanza L. and Meloni A. 2006. The Earth's Magnetism - An Introduction for Geologists. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 277p.
- Leandro, I.M.; Linhares, A.P.; Mota, M.A. de; Fauth, G.; Santos, A.; Villegas-Martins, J.; Vieira, C.E.L.; Bruno, M.D.R.; Lee, B.; Baecker-Fauth, S.; Lopes, F.M.; Ramos, M.I.F. 2022. Multi-proxy evidence of Caribbean-sourced marine incursions in the Neogene of Western Amazonia, Brazil. *Geology* **50(4)**: 465–469.
- Li X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics* **71**, 13–16.
- Li, G. 2011. World atlas of oil and gas basins. John Wiley & Sons Ltd., Oxford. 474p
- Loewy, S.L.; Connelly, J.N.; Dziel, I.W.D. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the central andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, **116**: 171-187.
- Loutherbach, M., Roddaz, M., Bailleul, J., Antoine, P.-O., Adnet, S., Kim, J.H., van Soelen, E., Parra, F., Gérard, J., Calderon, Y., Gagnaison, C., Sinninghe Damsté, J.S., Baby, P., 2014. Evidences for a Paleocene marine incursion in southern Amazonia (Madre de Dios Sub-Andean Zone, Peru). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **414**, 451–471.
- Loutherbach M, Roddaz M, Antoine P.O, *et al.* 2017. Provenance record of late Maastrichtian–late Palaeocene Andean Mountain building in the Amazonian retroarc foreland basin (Madre de Dios basin, Peru). *Terra Nova*, **30**: 17-23.
- Loutherbach, Mélanie, Oscar Fernández, Valeria Sisinni, Manuel Gutierrez, and Gonzalo Zamora, 2018, Stratigraphy, structure, and hydrocarbon potential of the northern Bolivia sub-Andean thrust belt (Beni Basin), in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds. Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, p. 377–412.
- Lowrie, W. 2018. Geophysics - A very short introduction. Oxford University Press, 138p.

- Machado, L. G.; Scheel-Ybert, R.; Bolzon, R. T.; Araujo Carvalho, M. De; Souza Carvalho, I. de. 2012. Lenhos fósseis do neógeno da Bacia do Acre, Formação Solimões: Contexto paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, **42(1)**, p. 67–80.
- Mamani, M., G. Wörner, and T. Sempere. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time. *Geological Society of America Bulletin*, **122**: 162–182.
- Marzoli, A., P. R. Renne, E. M. Piccirillo, M. Ernesto, G. Bellini, and A. De Min, 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: *Science*, **284**: 616–618.
- Mason, C.C.; Romans, B.W.; Patterson, M.o.; Stockli, D.F.; Fildani, A. 2022. Cycles of Andean mountain building archived in the Amazon Fan. *Nature Communications*, **13**: 6983. 9 p.
- Mathalone, J. M. P., and Montoya R., M. 1995. Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America, *AAPG Memoir* **62**: 423–444.
- McClay Ken, Bohorquez A.M., Tamara J., Hammerstein J, Zamora G., Uzbeda H. 2018. Sub-Andean thick and thin-skinned thrust systems of southeastern Peru and Bolivia - A review, in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds., Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia, *AAPG Memoir* **117**, 35–62.
- McGroder, M.F., Lease, R.O., Pearson, D.M., 2013. Controls on Hydrocarbon Distribution in the Subandean Foldbelt, Colombia to Argentina, In: *International Petroleum Technology Conference*. p. 1–16.
- McGroder, M.F.; Lease, R.O.; Pearson, D.M. 2015. Along-strike variation in structural styles and hydrocarbon occurrences, Subandean fold-and-thrust belt and inner foreland, Colombia to Argentina, in DeCelles, P.G.; Ducea, M.N.; Carrapa, B.; Kapp, P.A., eds., *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America, Memoir 212, 79-113.
- Menegazzo, M.C.; Catuneanu, O.; Chang, H.K. 2016. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology* **73**, 131-156.
- Mégard, F. and Philip, H. 1976. Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **33(2)**, 231-238.
- Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of Geological Society London*, **141**, 893-900.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.
- Miller H. G., Singh V. 1994. Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32(2-3)**: 213-217.
- Minty, B.R.S., 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Explor. Geophys.* **22**, 591-592.
- Miotto, J.A., 1993. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil (Doctoral Thesis). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, São Paulo. 267p.
- Miranda, J.P.; Figueiredo, F.P.O.; Pimentel, N.L. 2010. Aquisição e modelagem de dados gravimétricos sobre o diápiro salino de Matacões (torres Vedras, Bacia Lusitânica, Portugal). *Boletim de Geociências da Petrobras*, **19(1)**: 69-100.

- Miura K. 1972. Possibilidades petrolíferas da Bacia do Acre. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Geologia, v.3, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, p. 15-20.
- Milligan P.R., & Gunn P.J. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. **17**(2), p. 63-75.
- Mišković, A.; Spikings, R.A.; Chew, D.M.; Košler, J.; Ulianov, A.; Schaltegger, U. 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *GSA Bulletin*, **121**: 1281-1297.
- Mohriak, W. U.; Macedo J. M.; Castellani R. T.; Rangel H. D.; Barros A. Z. N.; Latgé M. A. L.; Ricci J. A.; Mizusaki A. M. P.; Szatmari P.; Demercian L. S.; Rizzo J. G.; Aires J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in Jackson M. P. A.; Roberts D. G.; Snelson, (eds.), Salt tectonics: a global perspective. AAPG Memoir 65, p. 273–304.
- Moretti, I., Callot, J.P., Principaud, M., Pillot, D. 2013. Salt pillows and localization of early structures: case study in the Ucayali Basin (Peru). *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* **377**(1), 43–58.
- Moro, P de S.; Vidotti, R.M.; Dantas, E.L. 2018. Structural framework from gravity and magnetic data in the paleo/mesoproterozoic Araí rift-sag Basin, Central Brazil. *Geophysics*, 83(4): B195–207.
- Muniz, F.P.; Bissaro-Júnior, M.C.; Guilherme, E.; Souza-Filho, J.P. de; Negri, F.R.; Hsiou, A.S. 2022. Fossil frogs from the upper Miocene of southwestern Brazilian Amazonia (Solimões Formation, Acre Basin). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **41**(6): e2089853 (11 pages).
- Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* **37**(3), 507–517.
- Nabighian M.N., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Peirce J.W., Phillips J.D., Ruder M.E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, **70**, 6, 33-61.
- Nedel I.M.; Fuck R.; Ruiz A.S.; Matos R.; Ferreira A.C.D. 2020. U–Pb geochronology and geochemistry of grenville-age plutons in the Sunsas Belt - Bolivia, SW Amazonian Craton: Tectonic and magmatic implications. *Journal of South American Earth Sciences* **104**: 102845.
- Negri, F. R.; Bocquentin-Villanueva, J.; Ferigolo, J.; Antoine, P. O. 2010. A Review of Tertiary Mammal Faunas and Birds from Western Amazonia. Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past, n. October 2017, p. 245–258.
- Noblet, C.; Lavenu, A.; Marocco, R. 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, **255**: 65-78.
- Oliveira C.M.M. 1994. Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre. Ouro Preto: Diss. de Mestrado, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 206 p.
- Oliveira, J.R.; Hauser, N.; Reimold, W.U.; Ruiz, A.S.; Matos, R.; Werlang, T. 2022. The Cerro Uyarani Metamorphic Complex on the Bolivian Altiplano: New constraints on the tectonic evolution of the Central Andean basement between ~1.8 and 1.0 Ga. *Journal of South American Earth Sciences* **116**, 103843.

- Oliveira C.M.M. de; Zalán P.V.; Alkmin F.F. 1997. Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brasil. VI Simpósio Bolivariano, Exploracion petrolera en las cuencas Subandinas, Memórias, Tomo 1. Cartagena, Colômbia, p. 46-65.
- Oliveira, J.R.; Sousa, M.Z.A.; Ruiz, A.S.; Salinas, G.R.M. 2017. Granulito Uyarani – uma janela estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: petrogênese e significado tectônico. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 222-245.
- Onejite, E. 2014. Seismic data analysis techniques in hydrocarbon exploration. Elsevier, Oxford. 237p.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res.* **117**, B04406.
- Pankhurst R.J., Rapela. C. W., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006, Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, **76(3)**: 235–257.
- Pardo-Casas, F., and Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, **6(3)**, 233–248.
- Pedrosa Jr, N.C.; Vidotti, R.M.; Fuck, R.A.; Branco, R.M.G.C.; Almeida, A.R.; Silva, N.C.V.; Braga, L.R.C. 2017. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, **74**: 27-40.
- Perez, N.D., Horton, B.K., McQuarrie, N., Stubner, K., Ehlers, T.A., 2016. Andean shortening, inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Peru. *Geol. Mag.* **153**, 1013–1041.
- Perez, N.D. & Levine, K.G. 2020. Diagnosing an ancient shallow-angle subduction event from Cenozoic depositional and deformational records in the central Andes of southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, **541**, 116263.
- Petroperu. 2002. Madre de Dios Basin – Technical report. The Hydrocarbon Potential of the Southern Sub-Andean Basins Project. PERUPETRO S.A. 47p.
- Phillips, J. D. 2001. Designing matched band-pass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. 15th Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, extended abstract, 1-4.
- Pigott, J.D., Kang, M.H., and Han, H.C. 2013. First order seismic attributes for clastic seismic facies interpretation: Examples from the East China Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.**66**, 34-54.
- Pinto, M.L. & Vidotti, R.M. 2019. Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, **90**: 216–232.
- Pomerol, C.; Lagabrielle, Y.; Renard, M. Guillot, S. 2013. Princípios de geologia – técnicas, modelos e teorias. Ed. Bookman, Porto Alegre. 1017 p.
- Portner, D.E. et al., 2020. Detailed structure of the subducted Nazca slab into the lower mantle derived from continent-scale teleseismic P-wave tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **125**, e53955.
- Quadros, M.L. do E.S. 2020. Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas da Suíte Rio Branco, Cinturão Nova Brasilândia e implicações na evolução do orógeno Sunsás no sudoeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Programa de Pós-Graduação em Geologia. 120p.
- Ramos V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, **22(3)**, 183–190.
- Ramos V.A. 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**: 289–324.

- Ramos V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay S.M., Ramos V. A., Dickinson W. R. (eds.). Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: *Geological Society of America Memoir* **204**, p. 31–65.
- Ramos, V.A. 2010a. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **29** (1): 77-91.
- Ramos, V. A. 2010b. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, **45**: 2-25.
- Ramos, V.A., 2015. La orogenia Famatiniana (Ordovícico medio a tardío) en el margen continental protoandino de América del Sur: nuevas evidencias y sus implicancias tectónicas, In: *XV Congreso Geológico Chileno*. La Serena, pp. 106–109.
- Ramos, V. A. 2018. Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination, in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. *The American Association of Petroleum Geologists Memoir 117*, Houston, pp. 1–34.
- Ramos V.A. & Folguera. A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, **327**: 31-54.
- Ramos V. A. & Alemán A. 2000. Tectonic evolution of the Andes, in U. J. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, and D. A. Campos, eds., Tectonic evolution of South America. *31st. International Geological Congress*, Río de Janeiro, p. 635–685.
- Ramos, V.A.; Valencia, K. y Romero, D. 2012. The Paracas Terrane (central-northern Perú): A Grenville age sialic basement accreted to the western Gondwana margin during the Famatinian orogeny. *13ª Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. *Actas* 1(T2): 141-143.
- Rego, L.F.M., 1930. Notas sobre a Geologia do território do Acre e da bacia do Javari. Cezar & Cavalcante, Manaus 45 pp.
- Reid A.B.; Allsop J.M.; Granser H.; Millett A.J.; Somerton I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics* **55**, 80-91.
- Reid A. B.; Ebbing J.; Webb, S.J. 2014. Avoidable Euler errors - The use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields: *Geophysical Prospecting*, 1-7.
- Reynolds J.M. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, 2<sup>nd</sup> Ed. John Wiley & Sons, Chichester. 796p.
- Roeder, D. & Chamberlain, R.L. 1995. Eastern cordillera of Colombia: Jurassic–Neogene crustal evolution. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **62**, 633-645.
- Rodrigues, M. de A.; Roddaz, M.; Santos, R.V.; Louterbach, M.; D'Apolito; Brusset, S.; Dantas, E.L.; Negri, F.R. 2023. New insights into the Cretaceous evolution of the Western Amazonian paleodrainage system. *Sedimentary Geology*, **453**, 106434.
- Rodríguez, E.E., Portner, D.E., Bech, S.L., Rocha, M.P. Bianchi, M.B., Assumpção, M.S., Ruiz, M., Alvarado, P., Condori, C. & Lynner, C. 2021. Mantle dynamics of the Andean Subduction Zone from continent-scale teleseismic S-wave tomography. *Geophysical Journal International*, **224**, 1553–1571.
- Roest W.R., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using 3-D analytic signal. *Geophysics*, **57**, 116-125.
- Rodríguez, A., Chalco, A., 1975. Cuenca Huallaga, reseña geológica y posibilidades petrolíferas. *Bol. Soc. Geol. Perú* **45**, 187–212.
- Ribeiro, A. M.; Negri, F. R. 2013. Mamíferos fósiles y biocronología en el suroeste de la Amazonia, Brasil. In: Brandoni D & Noriega J.I. (eds.) El Neógeno de la Mesopotamia argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* **14**. p207-221.



- Ribeiro, B.V.; Lopes, L.B.L.; Kirkland, C.L.; Cawood, P.A.; Faleiros, F.M.; Hartnady, M.I.H.; Teixeira, W.; Mulder, J.A.; Roberts, N.M.W.; Tassinari, C.C.G. 2022. Growing the Paleo- to Mesoproterozoic margin of the SW Amazonia and the transition from an accretionary to a collisional system. *Precambrian Research*, **381**. 106841.
- Rizzotto G., Hartmann L.A.; Santos J.O.S.; McNaughton N.J. 2014. Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (2014) **86(1)**: 57-84.
- Roddaz, M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J. M. 2005a. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, **399(1)**: 87-108.
- Roddaz, M., Viers J., Brusset S., Baby P., Hérail G. 2005b. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **239(1)**: 57-78.
- Roddaz, M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N. 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, 61-88.
- Roeder, D. & R. L. Chamberlain. 1995. Structural geology of Sub-Andean fold and thrust belt in northwestern Bolivia, in A. J. Tankard, S. R. Suárez, and H. J. Welsink, eds., *Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62*: 459-479.
- Rojas Vera E.A., Giampaoli P., Gobbo E., Rocha E., Olivieri G., Figueroa D. 2019. Structure and tectonic evolution of the Interandean and Subandean Zones of the central Andean fold-thrust belt of Bolivia, In: *Andean Tectonics*. Elsevier, pp. 399-427.
- Romero, D.K.; Valencia, K.; Alarcón, P.; Peña, D.; Ramos, V.A. 2013. The offshore basement of Peru: Evidence for different igneous and metamorphic domains in the forearc. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 47-60.
- Rosas, S., L. Fontboté, and A. Tankard. 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, **24(1)**: 1-24.
- Ruiz A.S., Geraldés M.C., Matos J.B., Teixeira W., Van Schmus W.R., Schmidt R.S. 2004. The 1.590-1.520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implications for the Mesoproterozoic SW Amazonian craton crustal evolution. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **76(4)**: 807-824.
- Saes G.S. & Leite J.D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 31-37.
- Salem A., Williams S., Samson E., Fairhead D., Ravat D., Blakely R.J. (2010) Sedimentary basins reconnaissance using the magnetic Tilt-Depth method. *Exploration Geophysics*, **41**: 198-209.
- Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K. H., East, P., Fairhead, J.D. Mogren, S., Biegert, E. 2014. Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. *Tectonophysics*, v. **624-625**, 75-86.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., Smith, R. 2007. Tilt-Depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives: *Leading Edge*, **26**: 1502-1505.
- Salem A.; Williams S.; Fairhead J. D.; Smith R.; Ravat D. 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, vol. **73(1)**: L1-L10.

- Salem A.; Williams S.; Samson E.; Fairhead D.; Ravat D.; Blakely R.J. 2010. Sedimentary basins reconnaissance using the magnetic tilt-depth method. *Exploration Geophysics* **41**, 198-209.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM - Serv. Geol. Brasil. p. 169-226.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**:120-152.
- Santos, W.L., Crisóstomo, C.A., Barbosa, A.R.F., Silva, P.M., Nascimento, F.I.C., 2019. Atividades sísmicas na Amazônia: levantamento e caracterização de terremotos na Amazônia sul-ocidental, Acre, Brasil. *Revista GeoUECE* **8**, 66–77.
- Santos, D.P.; Casas, A.L.S.; Ribeiro, A.M.; Kerber, L.; Bissaro-Júnior, Negri, F.R.; Hsiou, A.S. 2019. A paleofauna de vertebrados da localidade PRJ 33 (Mioceno Superior, Formação Solimões), alto Rio Juruá, Acre. In: Anais do XXVL Congresso Brasileiro de Paleontologia, 2019, Uberlândia. Campinas, Galoá.
- Sacek, V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **401**: 301–312.
- Scandolaria J.E. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico do Estado de Rondônia, escala 1.1.000.000.– Brasília: CPRM, 1999. CD-Rom
- Scandolaria J.E. 2006. Geologia e evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Craton Amazônico. Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado. 384p.
- Schneider, F., Rouse, S., Faure, J.L., Lemgruber, A., Gutierrez, J., Pareja, J., Padilla, O. 2018. Hydrocarbon potential of the eastern Madre de Dios Basin, Bolivia. in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*. *AAPG Memoir 117*, p. 413-442.
- Scotese, C.R., 2016. PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program (PALEOMAP Project, 2016).
- Sempere, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 207–230.
- Sempere, T.; Carlier, G.; Soler, P.; Fornari, M.; Carlotto, V.; Jacay, J.; Arispe, O.; Néraudeau, D.; Cárdenas, J.; Rosas, S.; Jiménez, N. 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Perú and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, **345**: 153–181.
- Sempere, T., Cotrina, J. 2018. An overlooked giant salt basin in Peru. IX INGEPEP, Lima. (GEO-EX-TS-10-N), 18 p.
- Sheriff, R. E. 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Society for Exploration Geophysicists, Tulsa, OK. 384p.
- Silva, J.B.C. 1986. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics*, **51(2)**. p. 369-382.
- Silva, A.J.P.; Lopes, R. da C.; Vasconcelos, A.M.; Bahia, R.B.C. 2003. In: L. A. Bizzi et al. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. p 55-85.

- Silva-Caminha, S. A. F. da; D'apolito, C.; Jaramillo, C.; Espinosa, B. S.; Rueda, M. 2020. Palynostratigraphy of the Ramon and Solimões formations in the Acre Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **103**, 102720.
- Sousa, F. N. 2018. Sistemática e paleoautoecologia de moluscos da Formação Solimões (Mioceno Superior, Bacia do Acre, Brasil) e implicações paleoambientais. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro. p. 110.
- Sousa, F.N.; Marques, R.C.; Ribeiro, V.R.; Gaia, G.A.; Guilherme, E.; Maciente, A.; Souza-Filho, J.P.; Hsiou, A.S.; Ghilardi, R.P. 2021. Gastropods from the solimões formation (Upper miocene), Acre Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. **24**(3), p. 195-204.
- Souza-Filho, J.P. de & Guilherme E. 2015. A paleontologia no Estado do Acre. In: Amilcar A. (org.) Geodiversidade do Estado do Acre: Programa Geologia do Brasil - Levantamento da Geodiversidade, CPRM. p147-158
- Spector A. & Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting magnetic data. *Geophysics*, **35**(2): 293-302.
- Spector A. & Parker W. 1979. Computer compilation and interpretation of geophysical data. *Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores. Geological survey Canada, Economic Geology Report*, **31**: 527-544.
- Spikings R., Reitsma M.J., Boekhout F., Miškovic A., Ulianov A., Chiaradia M., Gerdes A., Schaltegger U. 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, **35**: 124–143.
- Stewart M. G.; Mazur S.; Pimiento A. M. M.; Hermoza W.; Olaiz A. J. 2018. Integrated geophysical investigations of the pre-Andean basins in Peru and Bolivia - A search for depocenters concealed beneath a foreland basin. in: Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.), *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. AAPG Memoir 117*, p. 413-442.
- Suárez G., Molnar P., Burchfiel B.C. 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *Journal of Geophysical Research* **88**(B12), p. 10403-10428.
- Swain, C. J., 2000, Reduction-to-the-pole of regional magnetic data with variable field direction, and its stabilization at low inclinations: *Exploration Geophysics*, **31**, 78–83.
- Syberg F.J.R. 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, **20**: 47–75.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Jour. Geoph. Res.*, **64**(1): p.49-59.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: 174–182.
- Tassinari C.C.G.; Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto V.; Bartorelli A.; Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B.de. (eds.). 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca. p. 471-485.
- Teixeira W., Geraldes M.C., Matos R., Ruiz A.S., Saes G., Vargas-Matos G. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW portion of the Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**: 47-60.
- Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Faleiros, F.M.; Sato K.; Maurer, V.C.; Ruiz, A.S.; Azevedo E.J.P. 2020. The Rio Apa Terrane reviewed: U-Pb zircon geochronology and

- provenance studies provide paleotectonic links with a growing Proterozoic Amazonia. *Earth-Science Reviews* **202**.103089.
- Telford W.M; Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge University Press, New York. 859p.
- Terentiev, R.A. & Santosh, M. 2020. Baltica (East European Craton) and Atlantica (Amazonian and West African Cratons) in the Proterozoic: The pre-Columbia connection. *Earth-Science Reviews* **210**, 103378.
- Thomas, J.E. (org.). 2001. *Fundamentos de engenharia de petróleo*. Editora Interciência, 2ª Ed. 271 p.
- Thompson, D. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47(1)**: 31–37.
- Toledo, C.E.V. & Bertini, R.J. 2005. Occurrences of the fossil Dipnoiformes in Brazil and its stratigraphic and chronological distributions. *Revista Brasileira de Paleontologia* **8(1)**:47-56.
- Torsvik, T.H. & Cocks, L.R. 2016. *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. 317p.
- Uzkeda, H.; Bulnes, M.; Poblet, J.; Zamora, G. 2022. Transition from thin-to thick-skinned tectonics: example from the Boomerang Hills, Bolivia. In: Zamora, G. and Mora, A. (Eds.). *Andean Structural Styles: A Seismic Atlas*. p. 335-343.
- Van der Meer, D.G.; Torsvik, T.H.; Spakman, W.; van Hinsbergen, D.J.J.; Amaru, M.L. 2012. Intra-Panthalassa Ocean subduction zones revealed by fossil arcs and mantle structure. *Nature Geosci.*, **5(3)**, pp. 215-219.
- Vasconcelos, R.V.A. & Coutinho, C.I. 2014. Acre Basin. Brazil 12th Round – Oil and gas bidding rounds presentation. National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels. 93p. Disponível em: [http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round\\_12/Seminarios\\_R12/apresentacao/r12\\_03\\_acre.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round_12/Seminarios_R12/apresentacao/r12_03_acre.pdf). Acesso em 16/08/2021.
- Vasques, M.L., Souza, C.S., Carvalho, J.M.A. 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2008, p. 39-112.
- Verduzco B.; Fairhead J. D.; Green C. M.; MacKenzie C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* **23**, 116–119.
- Wanderley Filho, J.R.; Eiras, J.F., Vaz, P.T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15(2)**: 217-225.
- Wanderley Filho J.R., Eiras J.F., Cunha P.R. da C., van der Vem, P.H. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In Hoorn C. and Wesselingh F.P. (eds.) *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Blackwell Publishing, p. 29-37.
- Whitehead N. 2010. Oasis Montaj Geophysics v7.1 - Tutorial and User Guide. Geosoft Incorporated, Toronto. 320p.
- Williams, G. and Vann, I. 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls. *Journal of Structural Geology*, **9(7)**, 789-795.
- Wise, J.M.; Noble, D.C.; Zanetti, K.A.; Spell, T.L. 2008. Quechua II contraction in the Ayacucho intermontane basin: Evidence for rapid and episodic Neogene deformation in the Andes of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences* **26**, 383–396.
- Zalán, P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantesso Neto V.; Bartorelli A.; Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B.de. (eds.). 2004. *Geologia*

- do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca. p. 595-612.
- Zamora, G., McClay, K.R., Ramos, V. A. (Eds.). 2018. Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia. *The American Association of Petroleum Geologists*, Houston. 664 p.
- Zamora, G. and Gil, W. 2018. The Marañón Basin: Tectonic evolution and paleogeography, In Zamora. G., McClay K. R., Ramos V.A. (eds.) Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia. *AAPG Memoir 117*, p. 121–144.
- Zamora, G.; Louterbach, M.; Arriola, P. 2019. Structural controls along the Peruvian Subandes. In: *Andean Tectonics*. Horton, B. and Folguera, A. (Ed.) Elsevier. p. 333-362.

## **APÊNDICES**

## APÊNDICE I

### **Depth, basement composition and Acre Basin limits: A new approach from potential and seismic methods**

Rick Souza de Oliveira\*<sup>1,2</sup>, Roberta Mary Vidotti<sup>1</sup>, <sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, <sup>2</sup>SUA Universidade (eles pagam seu salário – tem que aparecer tb).

Copyright 2021, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica.

This paper was prepared for presentation during the 17<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 16-19 August 2021.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 17<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### **Depth, basement composition and Acre Basin limits: A new approach from potential and seismic methods.**

The Acre Basin corresponds to an Andean foreland basin located in the extreme west of Brazil, specifically between the Amazonian Craton and the Subandean zone. The wide Cenozoic coverage, the restricted seismic survey and the few wells drilled exclusively in its northern half, make it difficult to understand its basement and make Acre Basin one of the exploratory basins with the most unknown basement. In this sense, the purpose of this research is to map the basement depths, define its regional composition and establish the limits of the Acre Basin through the integration of aerogeophysical gravity and magnetic and 2D seismic data. 2D forward gravity and magnetic modeling indicated that the upper crust is predominantly composed of meta-sedimentary and low grade metamorphic rocks and granites, which suggests a composition similar to that of the other Sub-Andean basins, and, therefore, related to Sunsás Domain, which makes up the last accretion event of the Amazonian Craton. The Tilt Depth technique from magnetic data indicated basement depths from 500 to 7,800 m, with the greatest depths limited to the north of the 9°S latitude. These results showed equivalence with the time structure map of top of the acoustic basement. Integration with gravity data indicated that the Acre Basin is limited by Contaya High and Madidi, Fitzcarrald and Manu archs to the west and Iquitos Arch to the east, and can be subdivided based on local differences in basement depth, magnetic susceptibility and exploratory potential. Therefore, we propose the subdivision into Divisor and Xapuri sub-basins, respectively north and south of Fitzcarrald Arch. Understanding the composition of the basement proved to be essential not only for the refinement of the paleogeographic reconstruction of the Rodínia supercontinent through the identification of crustal structures and fragments, but also for the understanding of the role of these Pre-Cambrian units in the evolution and structuring of sedimentary basins in the region and the geodynamic evolution of the Andes. In this way, it was possible to delimit areas with sedimentary thickness compatible with the Subandean petroleum systems, establish the limits of influence of the Andean orogeny in the region and delimit the area of the Western Amazon Foredeep that was implanted during Neogene.

## APÊNDICE II

### Considerações acerca da origem e posicionamento do Arco de Iquitos nas bacias terrestres do noroeste do Brasil

Rick Souza de Oliveira<sup>1,2</sup>; Roberta Mary Vidotti<sup>1</sup>;

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília,

<sup>2</sup>Universidade Federal do Oeste do Pará.

Copyright 2022, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no **Workshop Exploração e Produção em Bacias Terrestres**, Rio de Janeiro, 28 e 29 de junho de 2022. Seu conteúdo foi revisado pelo Comissão Organizadora do Workshop, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Apesar de a Bacia do Acre estabelecer limites com bacias produtoras de hidrocarbonatos, tanto a leste quanto a oeste, e de sua localização geotectônica peculiar, especificamente entre o Cráton Amazônico e a zona Subandina, os estudos locais de embasamento ainda são escassos devido à baixa cobertura sísmica e limitação de poços exploratórios. A transição crustal entre zonas orogênicas e porções cratônicas em regiões distais de bacias de antepaís vem recebendo atenção nos últimos anos e, especificamente para as bacias terrestres amazônicas, o entendimento do posicionamento e evolução do Arco de Iquitos torna-se uma questão fundamental, tanto para a avaliação do potencial de hidrocarbonetos, quanto para a compreensão da real extensão da influência do orógeno Andino nas bacias brasileiras. Tendo em vista que o posicionamento do *forebulge* de Iquitos na Bacia do Marañón em direção à Bacia do Acre tem sido objeto de debate nos últimos 20 anos, esta pesquisa busca trazer novos elementos para a compreensão da implantação e posicionamento dessa importante feição tectônica, com base em dados potenciais oriundos de levantamentos aerogeofísicos, gravimetria obtida por satélite e seções sísmicas 2D. A análise conjunta dos dados indicou um bom ajuste entre os dados locais e regionais, indicando que nossa interpretação do Arco de Iquitos é compatível com a localização de um *forebulge* e sua distância em relação à frente de empurrão da Cordilheira Oriental indicada nos principais modelos de flexura litosférica para a região dos Andes Centrais. A ausência de elevação topográfica, poços exploratórios perfurados e seções sísmicas que atravessam toda a extensão transversal do Arco de Iquitos interpretado dificultam a avaliação da amplitude do soerguimento flexural. No entanto, o soerguimento modelado na Moho excede as previsões dos modelos flexurais, o que sugere mecanismos localmente não elásticos de soerguimento relacionados à estruturas reativadas do embasamento. Adicionalmente, é possível observar nos dados gravimétricos que existe um alinhamento entre o deslocamento do Arco de Iquitos na porção norte da Bacia do Acre entre as latitudes 7°S e 8°S e as estruturas relacionadas à orogenia Juruá: Alto do Paraguá, megacisalhamento Solimões e Arco de Jutai. Além disso, a curva acentuada na tendência geral dos altos gravimétricos entre 9°S - 10°S, reforçam a interpretação de que o posicionamento do Arco de Iquitos na Bacia do Acre é controlado por estruturas antigas. Tanto a modelagem direta, o mapa *tilt depth*, quanto a comparação com modelos de espessura crustal para a região, indicam *Moho* sorguida na região do Arco de Iquitos sem associação direta com eventuais soerguimentos do embasamento. Adicionalmente, a técnica do *Matched Filter* confirma que a anomalia interpretada como Arco de Iquitos, possui fonte profunda. Desta forma, nossos dados indicam uma complexidade na implantação do Arco de Iquitos na Bacia do Acre, mediante uma componente não elástica relacionada a estruturas herdadas do Jurássico durante ou logo após o evento Juruá e sugerem que o soerguimento do embasamento à leste é uma feição regional não necessariamente relacionada à implantação do *forebulge*.