

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
“Júlio de Mesquita Filho”  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Câmpus de Rio Claro

BÁRBARA MORAIS NASCIMENTO TEIXEIRA

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA SEÇÃO SILICICLÁSTICA-  
CARBONÁTICA TRIÁSSICA NA PORÇÃO NORTE DA BACIA  
CUYO, OESTE DA ARGENTINA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Dr. Norberto Morales

Coorientadores: Dr. Ricardo Alfredo Astini  
Dr. Fernando Javier Gómez

Rio Claro - SP

2016

551.303      Teixeira, Bárbara Morais Nascimento  
T266e          Evolução sedimentar da seção siliciclástica-carbonática triássica na porção norte da Bacia  
Cuyo, oeste da Argentina / Bárbara Morais Nascimento Teixeira. - Rio Claro, 2016  
207 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e  
Ciências Exatas  
Orientador: Norberto Morales  
Coorientador: Ricardo Alfredo Astini  
Coorientador: Fernando Javier Gómez

1. Sedimentação e depósitos. 2. Rifte continental. 3. Carbonatos microbiais. 4. Carbonatos  
palustres. 5. Proveniência. 6. Paleocorrente. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP  
Campus de Rio Claro/SP

BÁRBARA MORAIS NASCIMENTO TEIXEIRA

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA SEÇÃO SILICICLÁSTICA-  
CARBONÁTICA TRIÁSSICA NA PORÇÃO NORTE DA BACIA  
CUYO, OESTE DA ARGENTINA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Roberto Salvador Francisco dAvila, Petrobras

Lucas Verissimo Warren, Unesp

Norberto Morales, Unesp

Aprovada

Rio claro, SP 09 de maio de 2016

A Deus, aos mestres e aos pais  
pelo caminho iluminado

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço à Petrobras pelo apoio e patrocínio das atividades de campo e laboratoriais que permitiram o desenvolvimento desse estudo. Agradeço pelo fomento dos setores da UO-RIO, representados pelos gerentes Eberaldo de Almeida Neto, Álvaro H. Arouca de Castro, José Contreras Martinelli e Renata S. de Oliveira Germano, e da área de E&P-EXP, representada pelos gerentes Mário Carminatti e Claudia Lima de Queiroz. Agradeço imensamente às gerentes Sylvia M. Couto dos Anjos e Vânia Silva Campinho que incentivaram o estudo e a parceria com os professores da Universidad Nacional de Córdoba (Argentina) e com a UNESP. Em especial, agradeço à gerente imediata Marília Vidigal Sant'Anna que forneceu total apoio ao mestrado, desde a busca pelo tema e durante os dois anos de realização. Na UNESP, em Rio Claro-SP, agradeço aos professores, funcionários e colegas do Centro de Geociências aplicadas ao Petróleo (UNESPetro) e do Departamento de Petrologia e Mineralogia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

Gostaria de agradecer aos orientadores Dr. Norberto Morales, Dr. Ricardo A. Astini e Dr. Fernando J. Gómez pelas valiosas discussões, pelos ensinamentos e por toda dedicação nas atividades de campo, nas reuniões de trabalho e na correção da dissertação. Agradeço ao geólogo Daniel Boggetti, exploracionista da Bacia Cuyo, que se prontificou a apresentar os principais afloramentos da bacia. Agradeço também aos geólogos Agustín Mors, Carlos Guilherme S. Tavares e Vinícius Carbone B. de Oliveira que contribuíram para a aquisição e discussão dos dados de campo.

No desenvolvimento do trabalho, agradeço a enriquecedora troca de experiências e discussões com o especialista em sedimentos carbonáticos da Petrobras, geólogo Adali Ricardo Spadini, e, em sedimentos siliciclásticos, o geólogo Dorval Carvalho Dias Filho, também colega de estudo na Argentina. Sem contar a troca de ideias e auxílio dos colegas da UO-RIO/EXP, E&P-EXP/GEO e CENPES (GSE, IRPS, GEOTEC, GEOQ e BPA): são vários os colegas e amigos petroleiros que realmente apoiaram esse trabalho.

Outros agradecimentos são expressos às pessoas que contribuíram diretamente para que alguns dados fossem disponibilizados: ao Roberto Varela da Digital Globe, ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho da UNICAMP, à Virginia Teppa Pannia da Universidad de Buenos Aires, e ao então gerente de exploração da Petrobras Argentina S.A. (PESA) Luiz Antonio Freitas Trindade.

Finalmente, dedico minha maior gratidão ao meu marido, pais, irmãos e amigos por todo amor, apoio e incentivo!

## RESUMO

O afloramento da Quebrada Cerro Puntudo, Província de San Juan, oeste da Argentina, expõe os depósitos triássicos mais setentrionais da bacia extensional Cuyo, caracterizada por um sistema de hemi-grábens de direção NNW-SSE. A seção evidencia sedimentação continental predominantemente siliciclástica e, diferentemente do restante da bacia, possui depósitos carbonáticos microbiais, cujo marco tectônico não é bem conhecido. A partir da análise de associação de fácies, foram elaborados mapas paleogeográficos que subsidiaram a interpretação dos ambientes deposicionais e do empilhamento vertical. Nesse estudo, além dos fatores clássicos que controlam a sedimentação em bacias continentais, tectônica e clima, considerou-se também a possível configuração de drenagens para o reconhecimento de etapas de depocentro isolado e depocentro integrado/conectado. Assim, análises de paleocorrentes e proveniência foram agregadas às informações dos sistemas deposicionais e permitiram interpretar a evolução da sedimentação em três estágios. O estágio inicial é caracterizado por intensa atividade tectônica das falhas normais de borda, com deposição de leques aluviais. As paleocorrentes transversais para leste indicam posição da borda falhada a oeste e a proveniência evidencia área fonte vulcânica. Essas características sugerem uma condição de depocentro isolado com alta taxa de acomodação e domínio de fluxos gravitacionais de massa. O estágio seguinte é marcado por quiescência tectônica, quando ocorreu preenchimento e colmatação progressiva do depocentro por sistemas deposicionais fluviais, com manutenção das áreas de aporte. Esse intervalo inclui os depósitos carbonáticos microbiais, cujas significativas feições eodiagenéticas/pedogenéticas caracterizam uma associação de fácies palustre. O ambiente palustre se desenvolveu em uma etapa de baixa taxa de sedimentação, limitado relevo tectônico e limitada criação de espaço de acomodação. Portanto, os carbonatos palustres de Cerro Puntudo evidenciam uma etapa de inatividade das falhas de borda. O estágio final ocorre a partir de uma expressiva discordância erosiva, que evidencia combinação de reativação tectônica e mudança climática, quando ocorreram importantes modificações na sedimentação do depocentro. Nessa etapa, depósitos fluviais entrelaçados apresentam aporte de sedimentos para noroeste (axial), a partir de área fonte múltipla, composta por rochas vulcânicas, metamórficas e sedimentares. Essas características sugerem uma inversão do aporte e condições de depocentro integrado/conectado. Sugere-se que essa condição esteja relacionada à conexão com o depocentro de Rincón Blanco, localizado a sul, pois as fácies, paleocorrentes, proveniência e contexto climático, descritos na literatura, são consistentes com as análises realizadas em Cerro Puntudo. Nessa proposta de correlação, considera-se que, abaixo da discordância erosiva, os depocentros se desenvolviam em condições tectono-climáticas semelhantes, em fase inicial de rifte e clima semi-árido, mas de forma independente e isolada. Enquanto que, a partir da discordância, esses depocentros passaram a ter comunicação devido a uma reativação tectônica em condições climáticas mais úmidas, que possibilitaram a exportação de sedimentos do depocentro de Rincón Blanco, a montante, para o depocentro de Cerro Puntudo, a jusante.

Sedimentação. Rifte continental. Carbonatos palustres. Proveniência. Paleocorrente.

## ABSTRACT

*The outcrops in the Cerro Puntudo area, San Juan province, western Argentina, expose the northernmost triassic deposits of the extensional Cuyo basin, which is composed of half-graben fill-systems oriented NNW-SSE. The stratigraphic column consists of continental siliciclastic sedimentation, and differ from the rest of the basin, by having microbial carbonate deposits, of unconstrained tectosedimentary meaning. From a facies association analysis, paleogeographic maps were carried out in order to support depositional environment interpretations and stacking analysis. Besides the traditional controls in continental basins sedimentation, tectonics and climate, this study considered the possible evolution of the drainage pattern in order to recognize isolated depocenter stages and integrated depocenter stages. Thus, paleocurrent and provenance analysis were integrated to the depositional systems so as to propose a sedimentary evolution with three stages. The initial stage is characterized by strong tectonic activity of border faults, with alluvial fan deposits. Transverse paleocurrents toward the east indicate normal faults located to the west and sediment supply from a volcanic source area. These features suggest an isolated depocenter with high accommodation space and dominance of debris flow deposits. The next stage is marked by a tectonic quiescence. During this stage the depocenter is filled by fluvial depositional systems, maintaining the same area supply. This interval includes microbial carbonate deposits with eodiagenetic/pedogenetic features, typical of palustrine facies associations. The palustrine environment developed in a context of low sedimentation rate, limited tectonic relief and limited accommodation-space creation. Therefore, the palustrine carbonates of Cerro Puntudo reveal a stage of faults inactivity. The final stage occurs above a relevant erosional unconformity, which is a product of a combined tectonic reactivation and climatic change affecting the depocenter. This produced significant changes in the depocenter sedimentation. In this last stage, braided fluvial deposits show sediment delivery to northwest (axial) from a variable source area, composed of volcanic, sedimentary and metamorphic rocks. All these features indicate an integrated/connected depocenter state. Thus, suggesting a connection with the Rincón Blanco depocenter, located to the south, since it has facies, paleocurrent, provenance, and climatic conditions, described in the literature, consistent with the analysis done in the Cerro Puntudo region. In this correlation, under the unconformity the depocenters where developed in similar tectonic-climatic conditions, during early stages of rift and semi-arid climate, but depocenters were isolated and independent from each other. Whereas, above the unconformity, the depocenters were connected due to a tectonic reactivation in more humid climate condition that exported sediments from the Rincón Blanco upstream depocenter to the Cerro Puntudo downstream depocenter.*

*Sedimentation. Continental rift. Palustrine carbonates. Provenance. Paleocurrent.*

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Localização da área de estudo Quebrada de Cerro Puntudo .....	4
<b>Figura 2:</b> Modelos tectono-sedimentares para bacias extensionais continentais de Gawthorpe e Leeder (2000): .....	9
<b>Figura 3:</b> Modelagem de Smith (2013) para o preenchimento sedimentar de sub-bacias extensionais adjacentes. ....	11
<b>Figura 4:</b> a) Smokey Valley é um depocentro hidrologicamente isolado; b) Diamond Valley é hidrologicamente integrado (SMITH, 2013; imagem Google Earth® de 06/03/2016).....	12
<b>Figura 5</b> a) Mapa da reconstrução paleogeográfica do Mesotriássico, oeste do Gondwana, (modificado de ULIANA e BRIDDLE, 1988); b) Mapa das localidades com sedimentos triássicos continentais e marinhos. (STIPANICIC, 2002). ....	14
<b>Figura 6:</b> Contexto morfoestrutural da área de estudo, (modificado de GIAMBIAGI et al., 2011; RAMOS, 2004; ASTINI e THOMAS, 1999). ....	15
<b>Figura 7:</b> a) Andesito do Grupo Choiyoi como embasamento de Cerro Puntudo, vista panorâmica para sul; b) camada de tufos esverdeados intercalados aos carbonatos .....	16
<b>Figura 8:</b> Modelo evolutivo da região Precordillera entre o Permiano e Triássico, (traduzido de ASTINI et al., 2009).....	17
<b>Figura 9:</b> Mapa das bacias triássicas do centro-oeste da Argentina (modificado de STIPANICIC, 2002) com destaque para a localidade de Cerro Puntudo e traço da seção A-A'.....	19
<b>Figura 10:</b> Seção estratigráfica conceitual no depocentro Tupungato durante o Triássico (traduzido de ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008). ....	20
<b>Figura 11:</b> Síntese estratigráfica para a Precordillera Occidental, próximo à localidade de Cerro Puntudo (baseado em SESSAREGO, 1988). ....	21
<b>Figura 12:</b> Coluna cronoestratigráfica da Bacia Cuyo no depocentro Tupungatu (BOGGETTI et al., 1999), e no de Rincón Blanco (modificado de BARREDO e RAMOS, 2010); .....	23
<b>Figura 13:</b> a) Mapa geológico para os depósitos triássicos em cinza; b) seção colunar da quebrada de Cerro Puntudo; c) modelo de preenchimento do hemi-graben (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004). ....	26
<b>Figura 14:</b> Mapa geológico da área de Cerro Puntudo. (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004; CARDÓ e DÍAS, 2005). ....	29
<b>Figura 15:</b> Afloramentos triássicos das formações Cerro Puntudo e El Relincho e das localidades próximas à área de estudo .....	30
<b>Figura 16:</b> Método Gazzi-Dickinson de contagem de grãos (ZUFFA, 1985).....	43
<b>Figura 17:</b> Mapa de associação de fácies da área da Quebrada de Cerro Puntudo.. ....	47
<b>Figura 18:</b> Imagens de satélite Word-View II no centro da área e ASTER nas adjacências. Destaque para os limites das associações de fácies, os pontos de campo, a localização da quebrada de Cerro Puntudo .....	48
<b>Figura 19:</b> Sinclinal assimétrica apertada na porção oeste da área (ponto 38); .....	49
<b>Figura 20:</b> Afloramentos da Quebrada de Cerro Puntudo.....	50



<b>Figura 21:</b> Seções horizontais da quebrada de Cerro Puntudo .....	51
<b>Figura 22:</b> Seção de correlação N-S dos perfis levantados na área de estudo. ....	52
<b>Figura 23:</b> Seção colunar com litoestratigrafia e associações de fácies. ....	54
<b>Figura 24:</b> Visão panorâmica dos depósitos de leques aluviais na Quebrada I. ....	57
<b>Figura 25:</b> a) Conglomerado de matacões pobremente estratificados; b) camada de blocos e seixos imbricados; c) brecha maciça suportada por matriz argilosa. ....	59
<b>Figura 26:</b> a) Ortoconglomerado suportado pelos clastos com matriz arenosa; b) arenito conglomerático estratificado com seixos orientados segundo o acamamento. ....	61
<b>Figura 27:</b> a) Discordância erosiva entre associação fluvial entrelaçado conglomerático e palustre; b) marca de escavação e preenchimento na base do conglomerado; c) camadas de conglomerado com estratificação incipiente e acreção downstream para NW. ....	63
<b>Figura 28:</b> a) Seixos e blocos imbricados; b) Cunha de arenito com estratificação de baixo ângulo com seixos na base; c) Fácies de arenito e conglomerado intercaladas. ....	66
<b>Figura 29:</b> Associação de fácies fluvial entrelaçado. ....	68
<b>Figura 30:</b> a) Conglomerado com estratificação horizontal; b) detalhe da gradação normal com clastos imbricados. ....	69
<b>Figura 31:</b> a) Arenito intercalado a conglomerados estratificados; b) arenito com estratificação cruzada planar e geometria lenticular; c) arenito com estratificação cruzada planar. ....	70
<b>Figura 32:</b> Panorama da associação de fácies fluvial efêmero Notar expressivo canal conglomerático (centro da foto). ....	72
<b>Figura 33:</b> a) Perfil de canal de arenito maciço; b) arenito com laminação plano-paralela e seixos na base; c) marca de sola na vista na base de camada arenosa. ....	73
<b>Figura 34:</b> a) Conglomerado/arenito com estratificação cruzada planar; b) acreção lateral de camadas arenosas na direção das setas. ....	75
<b>Figura 35:</b> a) Arenito bioturbado, siltito mosqueado e arenito maciço com seixos dispersos; b) arenito maciço com textura nodular-mosqueada; c) bioturbação em arenito fino. ....	77
<b>Figura 36:</b> Detalhe do Perfil II com a associação de fácies fluvial efêmero (Perfil C) .....	78
<b>Figura 37:</b> a). Perfil de calcrete com fácies de arenito/siltito nodular-mosqueada na base e fácies crosta carbonática com lâminas e rizólitos associados. ....	80
<b>Figura 38:</b> a) Nódulo carbonático contendo pelóides; b) textura alveolar .....	81
<b>Figura 39:</b> a) Associação de fácies palustre com cor violácea, caracterizada nesse intervalo por fácies siliciclásticas/vulcanoclásticas de siltitos, tufo e arenitos .....	83
<b>Figura 40:</b> a) Siltito mosqueado com laminação e níveis mosqueado/nodular; b) vista em planta de siltito com bioturbação; c) fotomicrografia de laminação heterolítica. ....	84
<b>Figura 41:</b> a) Ampla lente de arenito em fita; b) arenito com concreções carbonáticas. ....	86
<b>Figura 42:</b> a) Camadas de calcário laminado tabulares decimétricas; b) lâminas micríticas levemente crenuladas intercaladas a fenestras cimentadas por calcita. ....	90

<b>Figura 43:</b> a) Camada dômica associada a nódulos calcíticos e intraclastos; b) intercalação de lâminas sílticas em calcário laminado; c) nódulos calcíticos intra-sedimentares. ....	91
<b>Figura 44:</b> Feições de exposição macroscópicas: a) gretas de contração; b) <i>tepee</i> ; c) brecha (paleossolo). ....	92
<b>Figura 45:</b> Intercalação de níveis micríticos e níveis micro-espáticos.....	93
<b>Figura 46:</b> Laminação micrítica crenulada; ostracode articulado na base.....	94
<b>Figura 47:</b> a) fenestras de geometria irregular e descontínuas e possíveis calcimicróbios esféricos e esferulitos. ....	95
<b>Figura 48:</b> a) Micro-carte com silte vadoso e cimento em laminito crenulado.....	96
<b>Figura 49:</b> a) Cristais de barita (ba) e de calcita (ca) com relictos de micrita; b) espectrograma do MEV-EDS com a composição de sulfato de bário.....	97
<b>Figura 50:</b> a) Cimento calcítico poiquilítico que engloba grãos (pelóides e intraclastos). ....	98
<b>Figura 51:</b> a) Acamamento heterolítico de laminito crenulado e de siltito .....	100
<b>Figura 52:</b> a) Lâmina petrográfica pré-tingimento com cristais romboédricos zonados; b) Lâmina tingida com alizarina; c) espectrograma de dolomita; d) espectrograma da borda de calcita magnesiana ) ..	101
<b>Figura 53:</b> Camada lenticular de Calcário oncolítico e detalhes da trama. ....	103
<b>Figura 54:</b> a) Oncóides com morfologia variada; b) Estromatolitos dômicos na base com crescimento limitado por oncóide.....	105
<b>Figura 55:</b> a) Calcário perturbado/silicificado, com fragmentos de oncóides; b) floatstone oncolítico com estrutura geopetal no núcleo dos oncóides; c) bioturbação (rizólito). ....	106
<b>Figura 56:</b> a) Oncóide grumoso/espático; b) calcimicróbios entre envelopes do oncóide. ....	108
<b>Figura 57:</b> Matriz micrítica com pelóides e grãos siliciclásticos entre oncóides .....	109
<b>Figura 58:</b> a) Gyrogonitas em floatstone oncolítico com carófitas; b) núcleo de carófitas: 111	
<b>Figura 59:</b> Coquina de ostracodes e fragmentos de carófitas (inter-nós). ....	112
<b>Figura 60:</b> a) Matriz neomorfizada com cristais incolores pré-tingimento; b) tingimento por alizarina; c) espectrograma de EDS-MEV em cristal romboédrico de calcita.....	113
<b>Figura 61:</b> a) Camada de mudstone com gretas de contração. ....	115
<b>Figura 62:</b> a) Aspecto maciço do mudstone; b) wackestone com carófitas e ostracodes.....	117
<b>Figura 63:</b> a) Calcário grumoso; b) porção com textura micrítica e grumosa-peloidal; c) porção espática com cristais de calcita facicular ( <i>shrubs</i> ). ....	118
<b>Figura 64:</b> a) Aspecto maciço com bioturbação; b) detalhe de rizólito; c) fenestras de milimétricas horizontais e fissuras tríplexes.....	120
<b>Figura 65:</b> Nódulos com envórtorios micríticos contínuos ( <i>coated grains</i> ). ....	121
<b>Figura 66:</b> Gretas circum-granulares que ressaltam os pelóides e nódulos micríticos .....	122
<b>Figura 67:</b> Microfácies calcário com rizólitos: cavidades verticais, bifurcadas.....	123

<b>Figura 68:</b> Feições de zona vadosa: a) silte vadoso; b) cimento pendente.....	124
<b>Figura 69:</b> Microfácies calcário pseudo-nodular/peloidal. ....	125
<b>Figura 70:</b> a) Calcário misto mosqueado bioturbado; b) textura mosqueada.....	127
<b>Figura 71:</b> a) Microfácies calcário síltico-arenoso, no centro, em contato sinuoso com microfácies calcário micrítico; b) Microfácies calcário tufáceo com shards e vitroclastos.....	129
<b>Figura 72:</b> Modelo de fácies para carbonatos lacustres marginais.(Platt e Wright, 1991). ....	130
<b>Figura 73:</b> Modelo dinâmico de variação da lâmina d'água (nível freático) com a fácies carbonática primária depositada. ....	132
<b>Figura 74:</b> a) Associações de fácies palustre com fácies finamente intercaladas; b) camadas de arenito intercaladas a calcários laminados (com lâminas siliciclásticas). ....	134
<b>Figura 75:</b> a) Associações de fácies palustre e de calcrete com os aspectos petrográficos das fácies: (modificado de ALONSO-ZARZA, 2003). ....	136
<b>Figura 76:</b> a) Perfil da associação de fácies palustre inferior (A) e superior (B). ....	138
<b>Figura 77:</b> a) Perfil do intervalo carbonático inferior (A) de 18 m, levantado no ponto 02. ....	139
<b>Figura 78:</b> a) Perfil do intervalo carbonático superior (B) de 56 m, levantado no ponto 33. ....	140
<b>Figura 79:</b> Seção de correlação do intervalo palustre basal (intervalo ) e fluvial efêmero. ....	142
<b>Figura 80:</b> Seção colunar com o empilhamento das associações de fácies. ....	144
<b>Figura 81:</b> Mapa das associações de fácies e estações de medidas de paleocorrentes.....	150
<b>Figura 82:</b> Seção colunar com as paleocorrentes por intervalo estratigráfico e posição das amostras para análise de proveniência.....	152
<b>Figura 83:</b> Aspecto de afloramento das estações de contagem de frequência de clastos:.....	155
<b>Figura 84:</b> Principais litotipos constituintes dos conglomerados da área de estudo. ....	156
<b>Figura 85:</b> Mapa geológico simplificado da Precordillera Occidental com os afloramentos triássicos da parte norte da Bacia Cuyo (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004, SESSAREGO,1988, BARREDO, 2004 e CARDÓ e DÍAS, 2005). ....	158
<b>Figura 86:</b> a) Grão de Qm vulcânico, b) Qm subarredondado com cimento sintaxial prévio; c) Qm com extinção ondulante; d) Quartzo policristalino com textura granoblástica . ....	160
<b>Figura 87:</b> a) K-feldspatos com tingimento; b) k-feldspato parcialmente substituído; c) K-feldspatos parcialmente albitizados em MEV; d) espectro de raios-X por EDS/MEV; e,f) Plagioclásio em fragmento de rocha porfírica não tingido. ....	162
<b>Figura 88:</b> a) Grãos de feldspatos parcialmente dissolvidos; b) substituído por quartzo; c) Fenocristal indiferenciado com "macla chessboard"; d) Espectro de EDS: albita. ....	164
<b>Figura 89:</b> a) Lítico vulcânico de textura porfírica e matriz tingida; b) Textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e de anfibólios ....	166
<b>Figura 90:</b> a) Fragmento felsítico; b) textura felsítica com amígdala; c) shards em meio a matriz criptocristalina; d) Sílica com textura esferulítica (desvitrificação). ....	167
<b>Figura 91:</b> a) Textura <i>lathwork</i> ; b) lítico vulcânico porfírico bastante alterado. ....	168

<b>Figura 92:</b> Fragmentos metamórficos: a) detalhe da foliação; b) fragmento de meta-arenito; c,d) meta-grauvaca com foliação marcada por micas. ....	169
<b>Figura 93:</b> Fragmento de siltito grosso com matriz argilosa esverdeada entre os grãos .....	170
<b>Figura 94:</b> Diagrama QmFLt e seção colunar com as amostras para proveniência. ....	172
<b>Figura 95:</b> Diagramas composicionais com a distribuição das amostras analisadas: a) QpLvLm; b) QpLvLs; c) QtFL. ....	174
<b>Figura 96:</b> Mapa geológico da Precordillera Occidental na região do depocentro de Cerro Puntudo com destaque colorido das potenciais áreas-fonte para as formações Cerro Puntudo e El Relincho (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004, SESSAREGO,1988).....	176
<b>Figura 97:</b> Síntese do empilhamento, mapas paleogeográficos e paleocorrentes que subsidiaram as etapas evolutivas interpretadas. ....	180
<b>Figura 98:</b> Modelos evolutivos da Tectono-Sequência da Fm. Cerro Puntudo para os estágios de Atividade tectônica e Quiescência tectônica. ....	188
<b>Figura 99:</b> Modelo evolutivo da Tectono-Sequência da Fm. El Relincho para o estágio de reativação tectono-climática.....	189
<b>Figura 100:</b> Seção de correlação entre depocentros de Cerro Puntudo e Rincón Blanco.....	193

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Síntese das idades geocronológicas em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas dos depocentros da Bacia Cuyo (dados de SPALLETTI; FANNING; RAPELA, 2008; ÁVILA et al., 2006; RAMOS e KAY, 1991; BARREDO et al., 2012; MANCUSO et al., 2010).....	27
<b>Tabela 2:</b> Exemplo de contagem da amostra CP-53 utilizando o software Petroledge®.....	45
<b>Tabela 3:</b> Resumo das fácies predominantemente siliciclásticas.....	55
<b>Tabela 4:</b> Resumo das associações de fácies predominantemente siliciclásticas e principais fácies....	56
<b>Tabela 5:</b> Resumo das fácies carbonáticas e microfácies associadas.....	88
<b>Tabela 6:</b> Principais feições eodiagnéticas observadas nas fácies carbonáticas.....	132
<b>Tabela 7:</b> Resumo das fácies carbonáticas e siliciclásticas/vulcanoclásticas que compõem a associação de fácies palustre.....	137
<b>Tabela 8:</b> Contagem de frequência de blocos e seixos em conglomerados.....	154
<b>Tabela 9:</b> Composição modal de 10 amostras de arenitos (valores em porcentagem).....	170
<b>Tabela 10:</b> Resumo das tectono-sequências e etapas evolutivas do depocentro de Cerro Puntudo com suas principais características.....	178

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1. Objetivos e motivação do trabalho.....	2
1.2. Localização e vias de acesso .....	3
<b>2. SEDIMENTAÇÃO EM BACIAS EXTENSIONAIS CONTINENTAIS</b> .....	5
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	13
3.1. Arcabouço estrutural e tectônico .....	13
3.2. Estratigrafia.....	20
<b>4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	28
<b>5. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	31
5.1. Sobre a classificação das rochas carbonáticas estudadas .....	31
5.2. Levantamento bibliográfico: área de investigação e tectono-sedimentação .....	32
5.3. Mapas-base e sensoriamento remoto.....	33
5.4. Atividades de Campo.....	33
5.4.1. Caracterização de fácies e levantamento de perfis verticais .....	34
5.4.2. Paleocorrentes .....	36
5.4.3. Análise de proveniência em conglomerados .....	37
5.5. Atividades Laboratoriais .....	37
5.5.1. Descrição petrográfica .....	38
5.5.2. Análise complementar de MEV .....	38
5.5.3. Análise de proveniência em arenitos.....	40
<b>6. RESULTADOS</b> .....	46
6.1. Distribuição areal das associações de fácies.....	46
6.2. Litoestratigrafia .....	53
6.3. Fácies e associações de fácies predominantemente siliciclásticas.....	55

6.3.1.	Associação Leque aluvial (dominado por fluxos gravitacionais de massa) .....	56
6.3.2.	Associação Fluvial entrelaçado conglomerático .....	62
6.3.3.	Associação Fluvial entrelaçado .....	67
6.3.4.	Associação Fluvial efêmero .....	71
6.3.5.	Associação Palustre (siliciclástica) .....	82
6.4.	Fácies e associação de fácies predominantemente carbonáticas .....	88
6.4.1.	Fácies Calcário laminado .....	88
6.4.2.	Fácies Calcário oncolítico .....	102
6.4.3.	<i>Fácies Mudstone</i> .....	115
6.4.4.	Fácies Calcário grumoso .....	117
6.4.5.	Fácies Calcário maciço a bioturbado .....	119
6.4.6.	Fácies Calcário misto mosqueado bioturbado .....	126
6.4.7.	Associação Palustre (carbonática) .....	130
6.4.8.	Associação Palustre (carbonática e siliciclástica) .....	137
6.5.	Empilhamento vertical das associações de fácies .....	143
6.6.	Paleocorrentes .....	148
6.7.	Análise de Proveniência .....	154
7.	<b>EVOLUÇÃO SEDIMENTAR</b> .....	178
8.	<b>CONCLUSÃO</b> .....	195
9.	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	198

## 1. INTRODUÇÃO

A área de estudo, Quebrada de Cerro Puntudo, pertence à bacia continental Cuyo, que está localizada no oeste da Argentina, entre as províncias de Mendoza e San Juan. Essa bacia tem sua gênese relacionada à extensão de idade triássica, que resultou em rápida subsidência e geração de grabens NNW-SSE no oeste da Argentina e Chile (ULIANA e BIDDLE, 1988; RAMOS e KAY, 1991; SPALLETTI, 1999). As sub-bacias são limitadas por importantes sistemas de falhas com a configuração de hemi-grabens de polaridades opostas. Tal geometria é documentada por seções de sísmica de reflexão (CRIADO ROQUÉ; MOMBRÚ; RAMOS, 1981; DELLAPE e HEGEDUS, 1995) e revelada pela distribuição dos preenchimentos sedimentares em afloramentos expostos pela tectônica de inversão andina (KOKOGIÁN E MANCILLA, 1989, 1993; LÓPEZ-GAMUNDÍ, 1994; SPALLETTI, 2001; BARREDO e RAMOS, 2010; LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004).

A Bacia Cuyo é estudada há mais de um século, quando em 1886 começou a extração manual de petróleo nos afloramentos do Cerro Cacheuta, Província de Mendoza. As reservas provadas ( $1,1 \times 10^9$  bbl) e as reservas remanescentes ( $2,7 \times 10^6$  bbl) implicam em um total recuperável de  $1,3 \times 10^9$  barris de óleo equivalente (bbl) até o ano de 2008 (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008). A produção comercial de hidrocarbonetos está limitada a dois depocentros na região de Mendoza, Tupungato e Rivadavia, que ocorrem em sub-superfície. As principais rochas geradoras são folhelhos negros da Formação Cacheuta (triássico), e os estratos reservatórios são depósitos continentais e vulcânicos jurássicos e cretácios, e subordinadamente depósitos fluvio-deltáicos e rochas vulcanoclásticas triássicas. A tectônica andina neógena foi fundamental para a formação do sistema petrolífero, pois causou subsidência, soterramento e, posteriormente, inversão tectônica, que formaram trapas estruturais e processos de geração e migração de hidrocarbonetos (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008).

Já no norte da bacia, Província de San Juan, onde está localizada a área de estudo, não foi comprovado sistema petrolífero, apesar de a companhia petrolífera argentina YPF (*Yacimientos Petrolíferos Fiscales*), Repsol e Texaco terem pesquisado o vale intermontano de Upsallata, Calingasta e Iglesia com sísmica 2D e com poços localizados na região de Calingasta. Além das investigações em subsuperfície, essa porção da bacia é estudada também por exposições em afloramentos, cujos trabalhos

publicados datam das últimas três décadas. O afloramento da Quebrada de Cerro Puntudo expõe os depósitos triássicos do extremo norte da Bacia Cuyo (LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004) e, distintamente dos demais depocentros da bacia, essa área possui ocorrências importantes de carbonatos microbiais.

Sedimentação carbonática em contexto extensional rifte continental é observada em diferentes contextos morfotectônicos em análogos recentes como o Sistema de Riftes do Leste Africano e *Basin & Range* (HARRIS; ELLIS; PURKIS, 2012). Porém, não existe um marco tectônico específico para depósitos carbonáticos dentro da evolução tectono-sedimentar de riftes. E mesmo na Bacia Cuyo, o contexto tectono-sedimentar da sucessão carbonática de Cerro Puntudo não é bem conhecido, apesar desses depósitos terem sido relacionados previamente a uma etapa de maior acomodação por atividade tectônica (rifte clímax) (LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004). No contexto de bacias extensionais continentais, os principais controles na sedimentação são a tectônica (atividade das falhas) e clima (LAMBIASE e MORLEY, 1999), mas a configuração das drenagens também exerce influência importante na arquitetura deposicional da bacia (GAWTHORPE e LEEDER, 2000). Assim, na análise evolutiva do preenchimento sedimentar de bacias continentais extensionais esses três fatores devem ser considerados.

### **1.1. Objetivos e motivação do trabalho**

O estudo dos sedimentos triássicos no norte da Bacia Cuyo, expostos na Quebrada de Cerro Puntudo, região da Precordillera Occidental de San Juan, na Argentina, tem como objetivo principal compor a evolução do preenchimento sedimentar desse depocentro considerando os aspectos controladores da sedimentação em contexto extensional continental, ou seja, a atividade das falhas (tectônica), clima e a configuração das drenagens. Além disso, pretende-se reconhecer as condições tectono-sedimentares dominantes durante a deposição dos sedimentos carbonáticos microbiais e o significado genético desse intervalo carbonático.

A motivação para o desenvolvimento desse estudo surge do interesse em aprofundar o conhecimento sobre a sedimentação de carbonatos microbiais em



contexto extensional rifte, uma vez que não é bem estabelecida a relação entre a sedimentação carbonática e a fase tectônica evolutiva do rifte.

Apesar de nos análogos atuais do Sistema de Riftes do Leste Africano e *Basin & Range* ocorrer sedimentação carbonática em contextos morfotectônicos variados (margem flexural, margem falhada), não é clara a relação entre essa sedimentação e o estágio tectônico evolutivo do rifte, uma vez que ambos análogos pertencem ao estágio de Interação/conexão de falhas (GAWTHORPE e LEEDER, 2000), evidenciando ocorrências de apenas um estágio evolutivo da sedimentação rifte. Por isso, considera-se que a relação entre sedimentação carbonática e a fase evolutiva do rifte depende de uma análise mais ampla do contexto deposicional em que os sedimentos carbonáticos estão inseridos.

Assim, para atingir os objetivos de compor a evolução da sedimentação no depocentro de Cerro Puntudo e reconhecer as condições tectono-sedimentares dominantes durante a sedimentação dos carbonatos microbiais, esse trabalho pretende:

- caracterizar os sistemas deposicionais siliciclásticos e carbonáticos por meio das associações de fácies;
- reconhecer a relação estratigráfica dos sedimentos carbonáticos, siliciclásticos e vulcanoclásticos mediante a análise de empilhamento e o mapeamento das associações de fácies;
- caracterizar o aporte de sedimentos siliciclásticos para o depocentro por meio da medição de paleocorrente e análise de proveniência;

Ao final, pretende-se ainda verificar a viabilidade de se estabelecer correlações entre os depósitos do depocentro norte de Cerro Puntudo com os estratos dos demais depocentros da bacia, descritos na literatura.

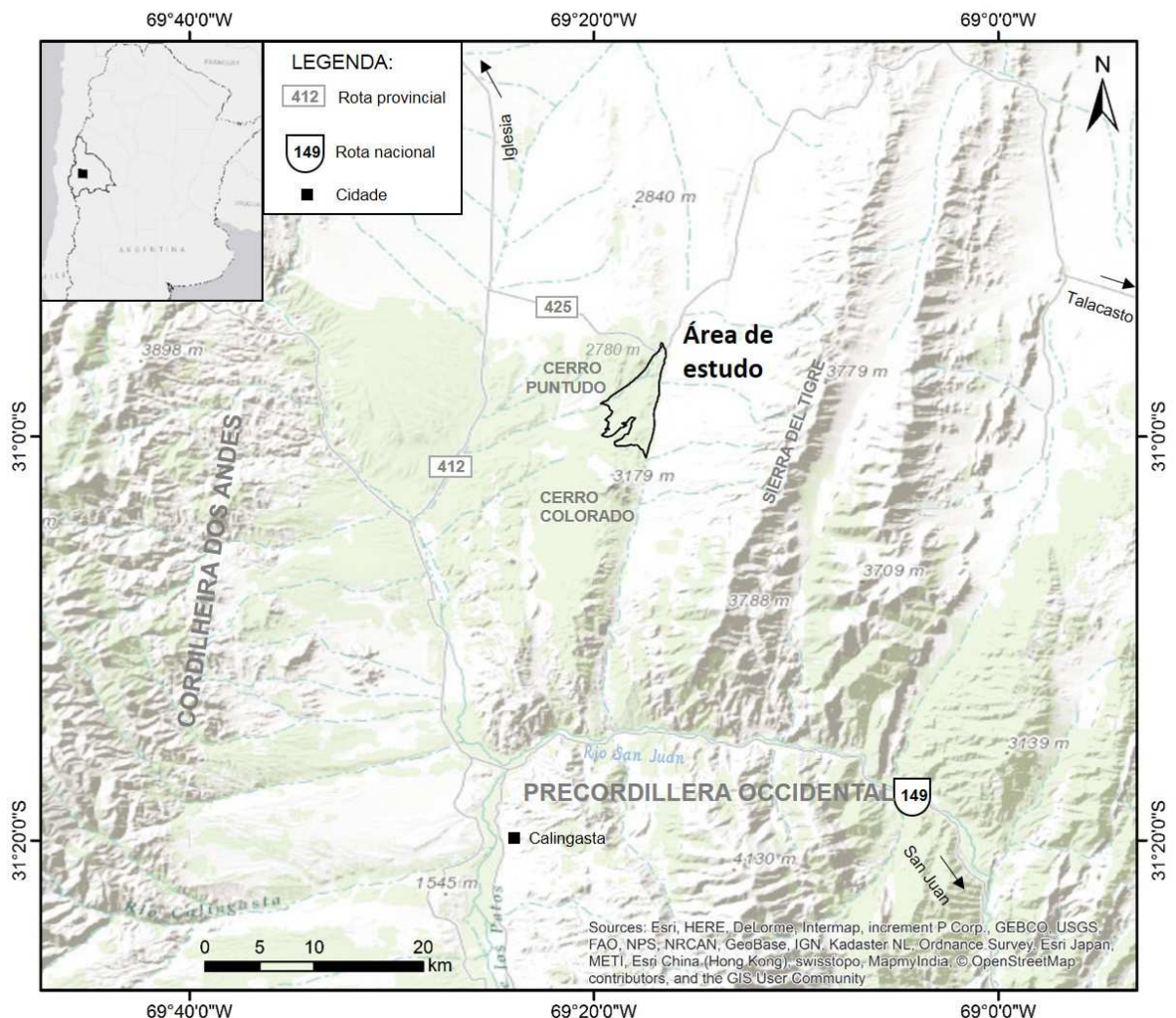
## **1.2. Localização e vias de acesso**

A área de estudo, Quebrada de Cerro Puntudo, localiza-se na região oeste da Província de San Juan, oeste da Argentina, 62 km a norte da cidade de Calingasta. Nessa região afloram sedimentos triássicos da Bacia Cuyo, que pertencem a Província Geológica Precordillera Occidental, um cinturão de relevo de destaque na

fisiografia da região, localizada a leste da Cordilheira dos Andes (Figura 1), com o vale de Uspallata-Calingasta-Iglesia no intermédio.

A principal via de acesso é a Rota 412, que liga a cidade de Calingasta à cidade de Iglesia, a norte. Após cerca de 50 km na direção Calingasta a Iglesia, segue-se a leste, por 15km, pela Ruta 425 em direção ao povoado de Talacasto. A estrada intercepta a Quebrada de Cerro Puntudo, que expõe cerca de 400m de seção de rochas triássicas (Latitude:  $30^{\circ}55'49.60''S$ , Longitude:  $69^{\circ}16'55.77''O$ ).

Cerro Puntudo é o nome do pico de destaque na fisiografia da área, que tem elevação de 2780m. O termo quebrada se refere ao perfil erosivo de rios efêmeros.



**Figura 1:** Localização da área de estudo, Quebrada de Cerro Puntudo, a norte do Rio San Juan, da cidade mais próxima, Calingasta, a sul, e a direção das cidades de San Juan (capital da Província), Iglesia e Talacasto com as principais vias de acesso.

## 2. SEDIMENTAÇÃO EM BACIAS EXTENSIONAIS CONTINENTAIS

Os principais modelos de sedimentação em contexto extensional (ou rifte) continental consideram a evolução das bacias com ênfase principal na análise da subsidência das falhas extensionais, que limitam os depocentros (PROSSER, 1993; LAMBIASE e MORLEY, 1999). Também é considerado o clima como fator importante no aporte e tipo de sedimento depositado, além da resposta dinâmica das drenagens, nos diferentes estágios de subsidência das falhas, que tem papel fundamental para o suprimento de água e sedimentos para os depocentros. A complexa interação entre esses três fatores principais influencia a arquitetura deposicional das bacias extensionais continentais (GAWTHORPE e LEEDER, 2000).

O modelo evolutivo tridimensional de Gawthorpe e Leeder (2000) foi escolhido para ilustrar os aspectos fundamentais da tectono-sedimentação em bacias extensionais. Isso porque ele sintetiza em blocos diagramas os principais sistemas deposicionais formados e a resposta das drenagens em cada estágio evolutivo. Nesse modelo, o processo de iniciação, interação/conexão e propagação das falhas é o principal controle da arquitetura deposicional de bacias extensionais marinhas e continentais (Figura 2).

Genericamente, a evolução de falhas pequenas e desconectadas para falhas completamente conectadas resulta em um padrão estratigráfico de bacias continentais isoladas, hidrologicamente fechadas, com lagos, que evolui para riftes conectados com o oceano, contendo sedimentos marinhos rasos ou profundos (ALLEN e ALLEN, 2005). Porém, considerando o contexto continental da Bacia Cuyo, no resumo a seguir são tratados apenas aspectos de ambientes continentais, onde os níveis de base são muito mais dinâmicos e os controles sobre os depocentros são mais independentes do que nos ambientes marinhos.

### **Estágio de iniciação**

O estágio de iniciação da extensão é caracterizado por segmentos de falhas normais com baixo rejeito, que formam numerosas sub-bacias isoladas. O relevo da região é pouco modificado, assim, as grandes drenagens pré-existentes mantêm sua configuração geral, e apenas localmente são influenciadas ou defletidas por alguns depocentros.

A geometria segmentada dos pequenos depocentros, caracterizada por dobras sinclinais no bloco baixo da falha e dobras anticlinais no limite entre os depocentros, implica que cada sub-bacia tenha suprimento de sedimentos e condições hidrológicas independentes. Isso influi em uma grande variação de sistemas deposicionais entre as sub-bacias.

Os sistemas deposicionais típicos são leques aluviais incipientes, sistemas fluviais, lagos e planícies eólicas. Drenagens transversais locais, a partir do bloco alto das falhas, direcionam sedimentos siliciclásticos aluviais e fluviais para os depocentros aluviais ou lacustres, onde sedimentos biogênicos e químicos também podem acumular. As margens dos lagos e as planícies aluviais frequentemente são retrabalhadas pelo vento, o que forma areias eólicas.

Os lagos podem ser *playas*, semi-permanentes ou permanentes, de acordo com o balanço hídrico entre suprimento de água local, superficial ou subterrânea, e evaporação. A hidrologia de cada depocentro depende da drenagem e clima regional.

Em condições áridas, o sistema lacustre será raso, com tendência a dessecar periodicamente por balanço hídrico negativo, e poderá ser do tipo *playa lake* se a drenagem for endorréica. Nessas condições, sedimentos químicos poderão depositar a depender da composição iônica das águas subterrâneas ou das águas de escoamento (*run off*). Em condições menos evaporativas, o sistema lacustre será permanente se o balanço hídrico for positivo e se a drenagem for exorréica. Já lagos profundos ocorrerão em condições de rápida subsidência das falhas e se o balanço hídrico for favorável, porém eles são mais comuns nos estágios de interação e propagação de falhas.

A evolução do deslocamento das falhas (rejeito) ocorre de forma variável. Do ponto de vista espacial, a taxa de deslocamento varia ao longo do traço da falha, com maior rejeito na posição central e progressivamente menor rejeito em direção à terminação da falha (*fault tip*). Do ponto de vista temporal, o deslocamento das falhas é episódico, caracterizado por fases pseudo-cíclicas, com intervalos de terremoto e rápido deslocamento, e intervalos mais quiescentes.

Tipicamente o suprimento de sedimentos ocorre logo após um pulso de subsidência tectônica, quando o novo gradiente de relevo gerado entre a área fonte e o depocentro permite o transporte mais eficiente de sedimentos para o depocentro (MARTINS-NETO e CATUNEANU, 2010). Isso resulta em arranjo agradacional-progradacional, a depender do espaço de acomodação e das variações de nível de

base, que pode prevalecer sobre a influência hidrológica/climática que controla a formação dos lagos. Assim, os diferentes depocentros podem ter sistemas deposicionais e estratigrafias muito distintas. E essa diferença poderá ser ainda maior nas zonas de acomodação entre os depocentros, onde a subsidência é menor.

### **Estágio de interação e conexão de falhas**

A partir da continuação dos esforços extensionais, ocorre propagação lateral e interação de segmentos falhados, o que resulta em conexão de depocentros prévios com expansão ao longo do *strike*. Nessa fase, as falhas apresentam maior rejeito, pois a deformação se concentra em um número limitado de falhas maiores.

Como consequência da interação e conexão de falhas, as drenagens transversais do bloco alto se desenvolvem cada vez mais, e drenagens transversais na margem flexural do bloco baixo também tornam-se importantes (Figura 19b). Ambos sistemas contribuem para o preenchimento sedimentar dos hemi-grabens, porém com sistemas deposicionais diferentes.

Os sistemas deposicionais desse estágio ocorrerão de acordo com o balanço entre acomodação e suprimento de sedimentos, na forma de leques aluviais, sistemas fluviais e lagos. Há grande potencial para a formação de lagos profundos nesse estágio, a exemplo do Lago Tanganyika, pois ocorre maior taxa de subsidência, associada a ligação de depocentros menores, e maior escoamento superficial a partir de drenagens mais desenvolvidas. Nesses lagos pode haver estratificação permanente do corpo aquoso, com potencial de preservação de matéria orgânica e formação de ritimitos. Se houver grande acomodação e alta disponibilidade de sedimentos, sistemas deltáicos e turbiditos poderão ser depositados.

Já em casos em que a subsidência tectônica seja compensada pelo aporte de sedimentos, predominará no depocentro um sistema deposicional fluvial, sem desenvolvimento de lagos profundos. Essa situação, combinada com clima favorável, pode contribuir inclusive para a colmatação do depocentro.

A evolução do estágio de iniciação para o de interação e conexão de falhas tem duração estimada de 20 Ma para a falha Staffjord East no nordeste do Mar do Norte e duração de 5 Ma para o Golfo de Suez (GAWTHORPE e LEEDER, 2000).

### **Estágio de propagação de falhas**

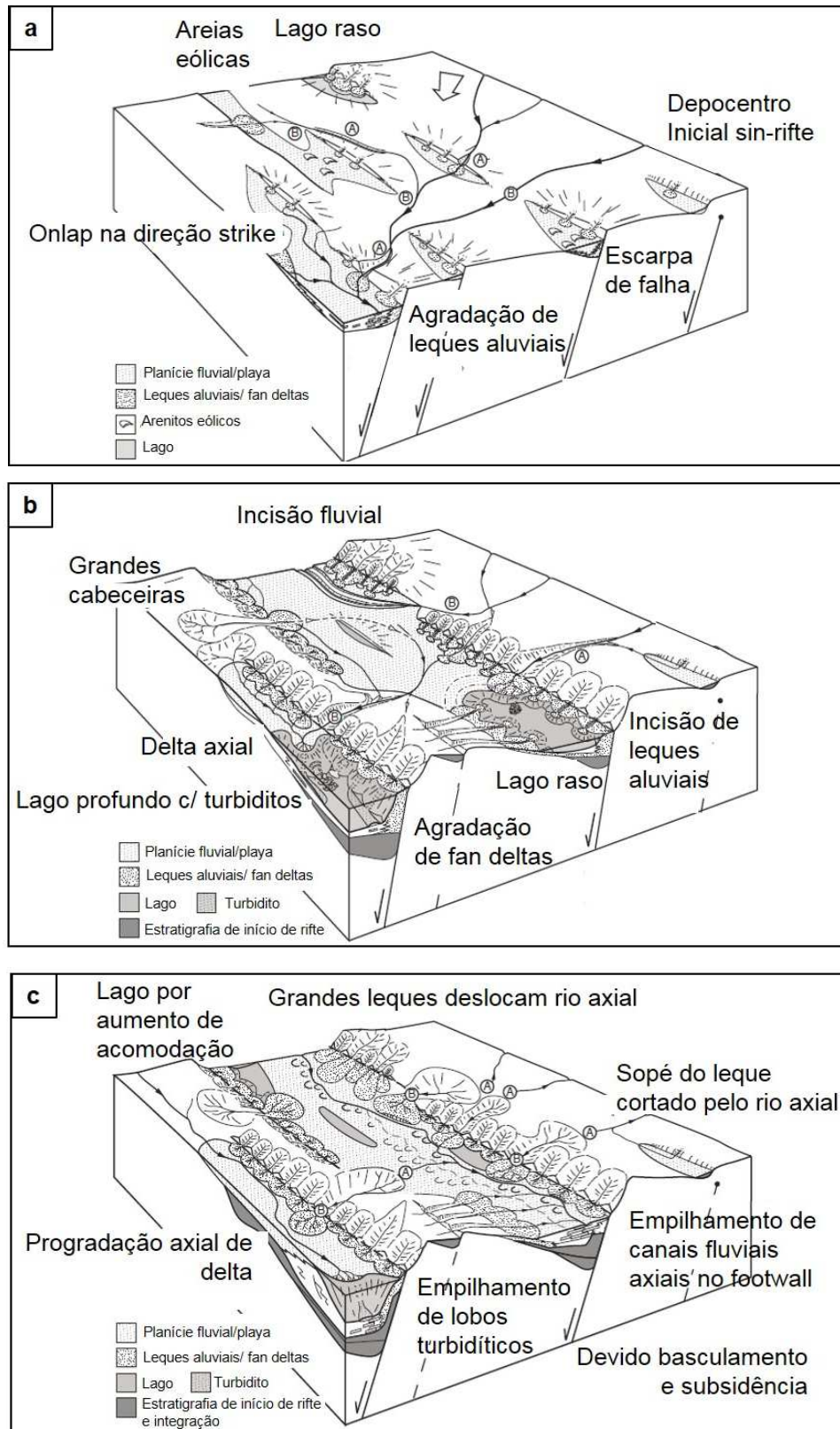
A conexão de segmentos de falha adjacentes cria depocentros falhados maiores, o que define os hemi-grabens. Nesse estágio, a deformação continua concentrada em apenas algumas falhas, o que aumenta ainda mais o deslocamento das falhas. O mergulho (*tilting*) do bloco baixo do hemi-graben também contribui para o aumento do espaço de acomodação. Como consequência, a topografia do bloco alto eleva, causando reversão das drenagens para o bloco baixo adjacente, o que aumenta o aporte sedimentar a partir da margem flexural.

Além disso, a maior subsidência reduz a topografia de paleo-altos intrabacinais (zonas de acomodação), o que favorece o fluxo de drenagem axial entre depocentros previamente isolados. A drenagem axial forma uma planície aluvial nos depocentros, onde haviam lagos ou *playas*, e passa a interagir com os leques aluviais do sopé do bloco alto.

Lagos rasos ocorrem em posições de baixo aporte sedimentar e baixa acomodação, j lagos profundos, localizados em depocentros maiores, podem ser progressivamente preenchidos pela progradação de depósitos fluvio-deltáicos axiais.

A partir do exposto, considera-se que o principal sistema deposicional para deposição de carbonatos em contexto extensional continental é o lacustre, a exemplo dos análogos atuais, como Sistema de Riftes do Leste Africano e *Basin & Range*. Nesses sistemas, carbonatos microbiais ocorrem predominantemente na margem dos lagos, associados à zona fótica (lagos Tanganyika, Bogoria, Natron-Magadi no leste africano e Great Salt Lake no Basin and Range) e carbonatos químicos, como tufas e travertinos, ocorrem no interior dos lagos controlados por descarga de água subterrânea (*springs*), geralmente localizada nas zonas de falha (lagos Turkana e Natron-Magadi no leste africano e Mono Lake, Pyramid Lake e Searles Lake no Basin and Range) (HARRIS; ELLIS; PURKIS, 2012). Além do contexto lacustre, rara sedimentação de carbonatos microbiais (oncóides) é descrita também associada a planícies fluviais (Lago Magadi no leste africano) (CASANOVA, 1986), porém o potencial de preservação desses sedimentos no registro sedimentar é desconhecido, ao contrário dos sedimentos lacustres que tem maior potencial de acumulação e preservação.

Apesar das ocorrências carbonáticas nos análogos de riftes continentais evidenciarem controles morfotectônicos na sedimentação, não é clara a relação entre a sedimentação carbonática e um estágio tectônico específico. Isso porque ambos



**Figura 2:** Modelos tectono-sedimentares para bacias extensionais continentais de Gawthorpe e Leeder (2000): a) fase de iniciação; b) fase de integração e conexão de falhas; c) fase de propagação de falhas.

análogos, Sistema de riftes do Leste Africano e *Basin & Range*, evidenciam sedimentação carbonática de apenas um estágio tectônico do rifte, ou seja, do estágio de Interação e conexão de falhas (GAWTHORPE e LEEDER, 2000). Além disso, como exposto pelos modelos tectono-sedimentares, sistemas lacustres com sedimentos carbonáticos podem ocorrer em qualquer um dos estágios evolutivos, porém as condições de preservação desses sedimentos no registro geológico são desconhecidas. Assim, considera-se que a relação entre a ocorrência a sedimentação carbonática e a fase evolutiva do rifte não é direta e depende de uma análise mais ampla do contexto deposicional em que os sedimentos carbonáticos estão inseridos.

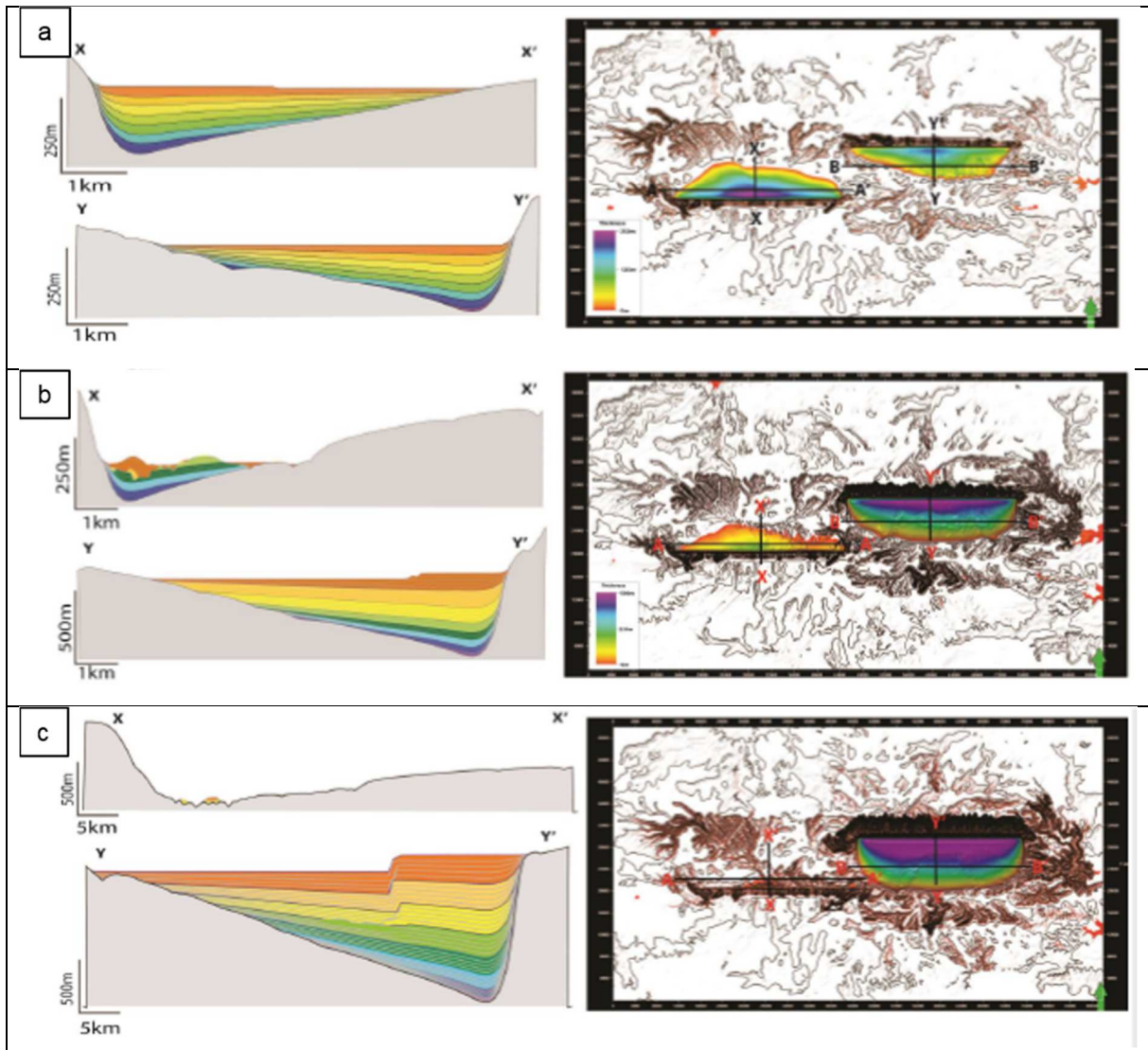
Outra abordagem que tem se mostrado importante na análise tectono-sedimentar de bacias extensionais é a *source-to-sink*, que atribui aos processos superficiais (resposta das drenagens) um papel fundamental na deposição de sedimentos, a partir de erosão e mecanismos de transporte (ALLEN, 2008) (ARMITAGE et al., 2011; SMITH, 2013). Essa abordagem considera também os fatores tradicionais de análise da arquitetura deposicional como tectônica, clima e variação do nível de base.

Um exemplo da abordagem *source-to-sink* é o trabalho de Smith (2013), que modelou a integração e conexão de drenagens entre duas sub-bacias adjacentes (Figura 3). A simulação é feita a partir de dois depocentros de polaridades opostas, onde a taxa de subsidência das falhas de borda em uma sub-bacia é mantida constante, enquanto que na outra essa taxa é proporcionalmente elevada nos distintos experimentos. Em todos eles, a taxa de sedimentação é menor que a taxa de subsidência, devido ao progressivo estiramento em que o espaço de acomodação é ilimitado. Esse comportamento variável do rejeito das falhas tenta simular a observação de terrenos extensionais, onde a movimentação das falhas ocorre de forma variável no espaço e no tempo.

No primeiro experimento, onde a taxa de subsidência das falhas é constante para as duas falhas, as duas sub-bacias desenvolvem preenchimento sedimentar parecido e mantêm-se isoladas durante todo o experimento. Diferenças no preenchimento ocorrem de forma localizada, e são relacionadas à maior captura de drenagens em uma das sub-bacias.

No segundo experimento, uma das falhas tem taxa de subsidência duas vezes maior que a outra, o que resulta em uma sub-bacia com maior depocentro e com maior preenchimento sedimentar, pois é capaz de capturar drenagens maiores.





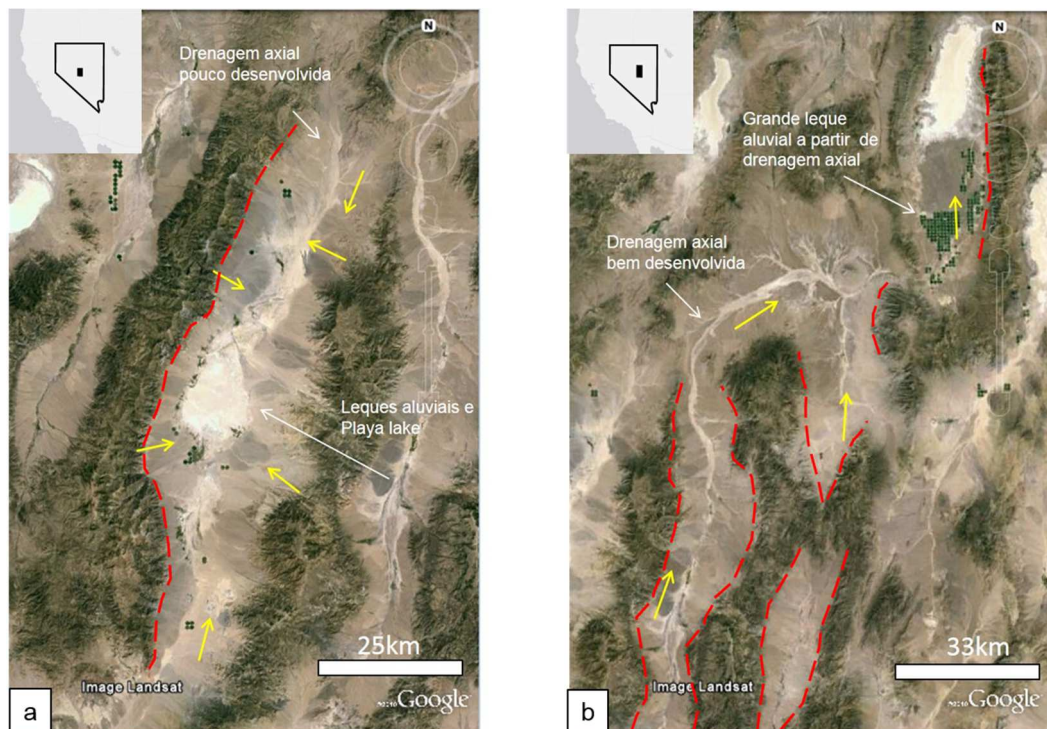
**Figura 3:** Modelagem de Smith (2013) para o preenchimento sedimentar de sub-bacias adjacentes a partir da variação das taxas de subsidência das falhas de borda: a) experimento 1:  $B_1 = 0,25 \text{ mm/ano}$  e  $B_2 = 0,25 \text{ mm/ano}$ ; b) experimento 2:  $B_1 = 0,25 \text{ mm/ano}$  e  $B_2 = 0,5 \text{ mm/ano}$ ; c) experimento 3:  $B_1 = 0,25 \text{ mm/ano}$  e  $B_2 = 1 \text{ mm/ano}$ .

Além disso, a diferença de taxa de subsidência cria maior gradiente na zona de acomodação entre as duas sub-bacias, o que, ao longo do experimento, resulta em erosão do alto entre elas e captura da drenagem axial para a sub-bacia mais subsidente. Isso causa erosão (incisão fluvial) dos depósitos da fase isolada na sub-bacia a montante (*upstream*), com deposição localizada nessa fase integrada, e grande sedimentação na sub-bacia a jusante (*downstream*), evidenciando o impacto da drenagem axial. O resultado é o desenvolvimento de estratigrafia diferenciada entre os dois depocentros.

No terceiro experimento, uma das falhas tem taxa de subsidência quatro vezes maior, o que faz com que todo o processo de integração descrito no experimento anterior seja acelerado, e o resultado é a total erosão dos depósitos da fase isolada da sub-bacia a montante, com deposição muito localizada na fase integrada, e possante sedimentação na sub-bacia a jusante.

Esse exemplo evidencia que sub-bacias com limites tectônicos e climas idênticos desenvolvem preenchimento sedimentar diferente dependendo da taxa de subsidência e do grau de conexão fluvial. Smith (2013) ilustra essa relação com exemplo de dois depocentros do *Basin and Range*, o *Smokey Valley* e o *Diamond Valley*, localizados em Nevada (Figura 4). O primeiro é considerado um depocentro hidrologicamente isolado, caracterizado por leques aluviais transversais e sistema de *playa lake* na posição central do depocentro, enquanto que o segundo depocentro é hidrologicamente integrado, com drenagem axial e planície aluvial bem desenvolvida.

Assim, na análise do preenchimento sedimentar de bacias continentais extensionais, é importante identificar condições de bacia isolada ou integrada e a relação dessa característica com o contexto tectônico, climático e de organização das drenagens. A análise conjunta de associação de fácies, paleocorrentes e proveniência pode auxiliar nessa caracterização e nas interpretações da evolução da sedimentação



**Figura 4:** a) *Smokey Valley* é um depocentro hidrologicamente isolado; b) *Diamond Valley* é hidrologicamente integrado (SMITH, 2013; imagem Google Earth® de 06/03/2016).

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

#### 3.1. Arcabouço estrutural e tectônico

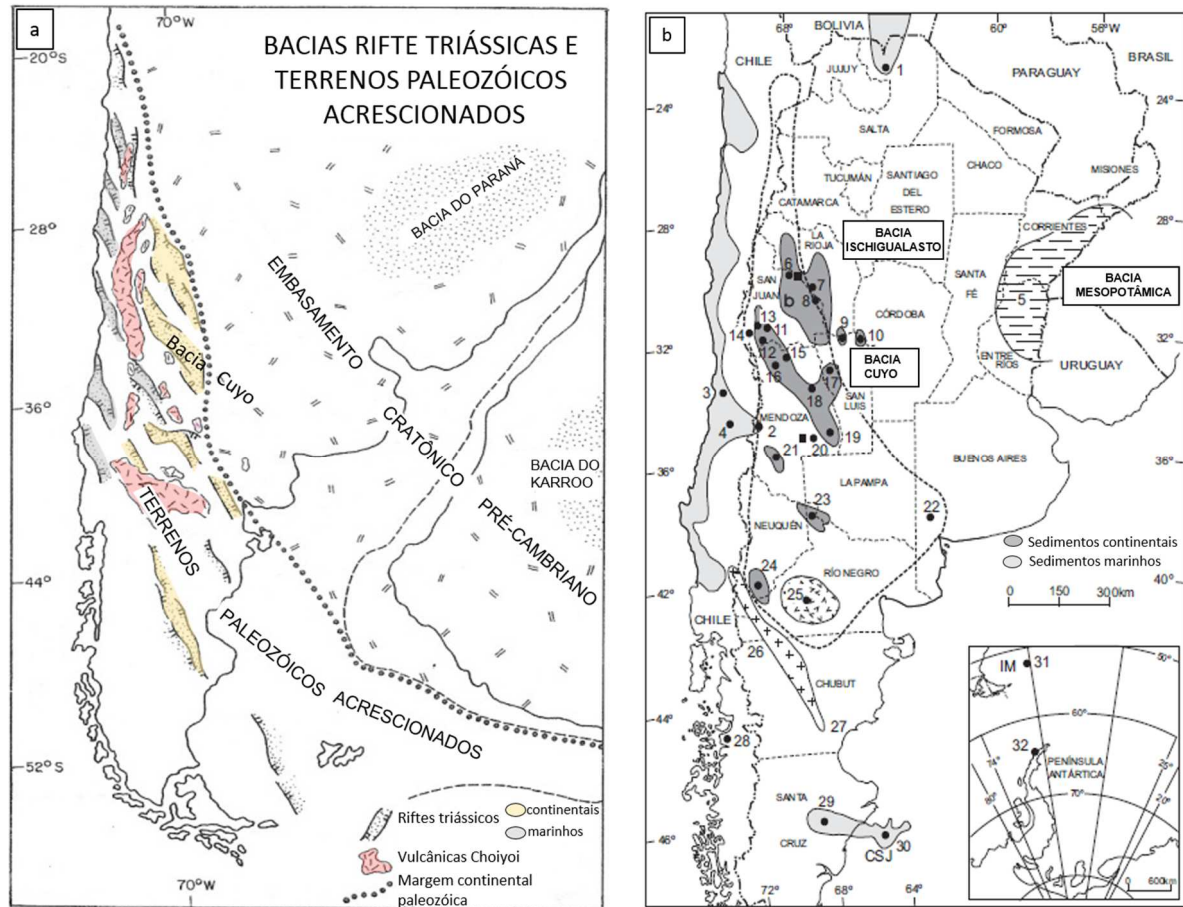
##### Contexto regional das bacias triássicas do oeste da Argentina

Na Plataforma Sul-Americana, os depósitos sedimentares do Triássico ocorrem em um complexo sistema de rápida subsidência e geração de grabens com orientação NNW-SSE na região central do Chile e centro-oeste e sul da Argentina. (ULIANA e BIDDLE, 1988, CHARRIER; PINTO; RODRÍGUEZ, 2007; GIAMBIAGI et al., 2011). As falhas se orientam de forma sub-paralela e grosseiramente em *échelon* (ULIANA; BIDDLE; CERDÁN, 1989) (Figura 5a).

No Chile, as sequências apresentam deposição continental seguida por uma notável sedimentação marinha. Já na Argentina os depósitos são inteiramente não-marinhos (ULIANA e BIDDLE, 1988), exceto na localidade do rio Atuel (oeste de Mendoza), onde ocorrem fósseis de bivalves relacionados a uma ingressão marinha equivalente aos depósitos chilenos (Figura 5b, localidades 3 e 4) (STIPANICIC, 2002, BENNEDETO, 2012).

As principais bacias do oeste argentino são Ischigualasto-Marayes-Beazley (Figura 5b: 6 -10) e Cuyo (Figura 5b: 11-19) de idade eo-mesotriássica. Elas são bacias de longa duração originadas em contexto de significativa extensão regional. Há também bacias menores e de menor duração, como San Rafael (Figura 5b: 20), de idade eotriássica, e Malargue (Figura 5b: 21), Chacaico (Figura 5b: 23) e Paso Flores (Figura 5b: 24) de idade neotriássica. Essas bacias mais novas foram formadas em contexto extensional distinto e são consideradas precursoras da bacia de Neuquén (SPALLETTI, 1999).

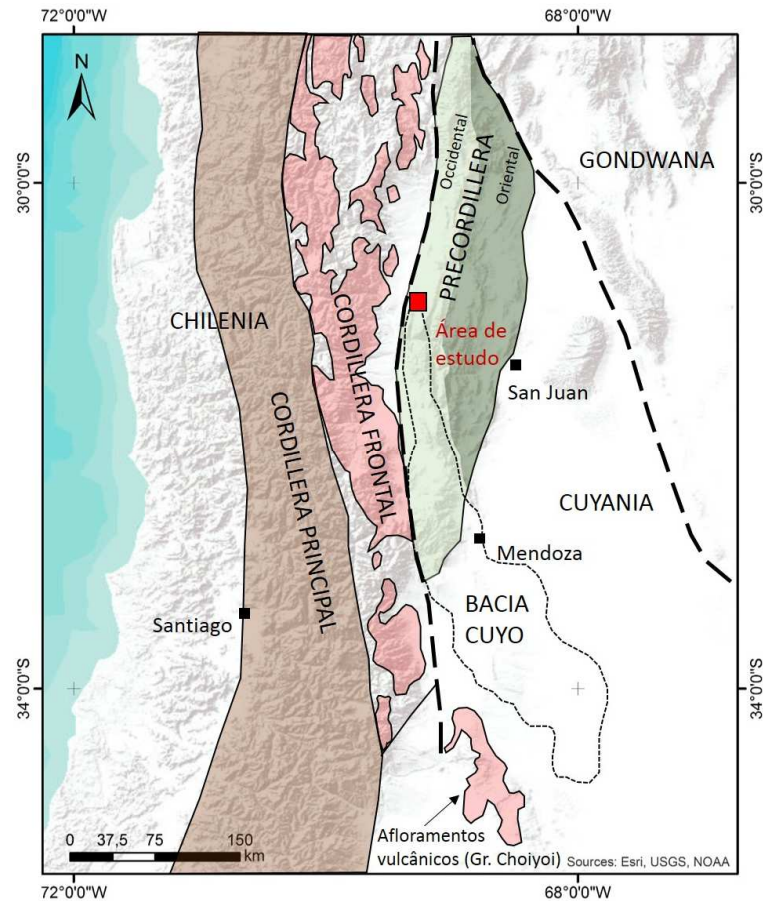
O sistema de depocentros controlados por falhas se desenvolveu sobre terrenos paleozóicos amalgamados e, por isso, a sedimentação triássica ocorre como uma abrupta descontinuidade litológica e estrutural (ULIANA e BRIDDLE, 1988). Os sistemas de riftes assimétricos (hemi-grabens) foram controlados pela trama estrutural prévia de forma que a Bacia Cuyo, por exemplo, se desenvolveu completamente sobre o terreno Precordillera/Cuyania, seguindo seu limite estrutural, sem nenhuma sedimentação em terrenos adjacentes (RAMOS, 1994, 2004).



**Figura 5** a) Mapa da reconstrução paleogeográfica do Mesotriássico, oeste do Gondwana, com a localização dos principais grábens e a província magmática Choiyoi, com a localização da Bacia Cuyo (modificado de ULIANA e BRIDDLE, 1988); b) Mapa das localidades com sedimentos triássicos continentais e marinhos. A Bacia Cuyo é totalmente continental e engloba as localidades de 11 a 20 (STIPANICIC, 2002).

O Terreno Precordillera, embasamento da parte norte da Bacia Cuyo, é uma faixa de dobramentos e empurrões, localizada geograficamente na região de antepaís andino (Figura 6). Essa faixa orogênica é caracterizada por tectônica *thin-skinned* (ALLMENDINGER e JUDGE, 2014), ou seja, que só envolve as coberturas sedimentares na deformação, e na região da Bacia Cuyo, apresenta dobras e empurrões com vergência para leste. Resulta de uma complexa evolução tectônica que inclui rochas do Cambriano ao Cenozóico. Esse terreno, como também o adjacente, Chilenia, são considerados terrenos alóctones que foram acrescidos à margem do Gondwana desde o Neordoviciano ao Neodevonianio (RAMOS, 1994; (ASTINI e THOMAS, 1999).

A maioria dos autores relaciona os falhamentos triássicos a um regime extensional ou transtensional (ULIANA e BRIDDLE, 1988). Há diversas hipóteses para a origem da extensão triássica, e a mais aceita é devido ao colapso extensional do orógeno paleozóico (ULIANA e BRIDDLE, 1988, MPODOZIS e KAY, 1992; SPALLETTI, 1999).

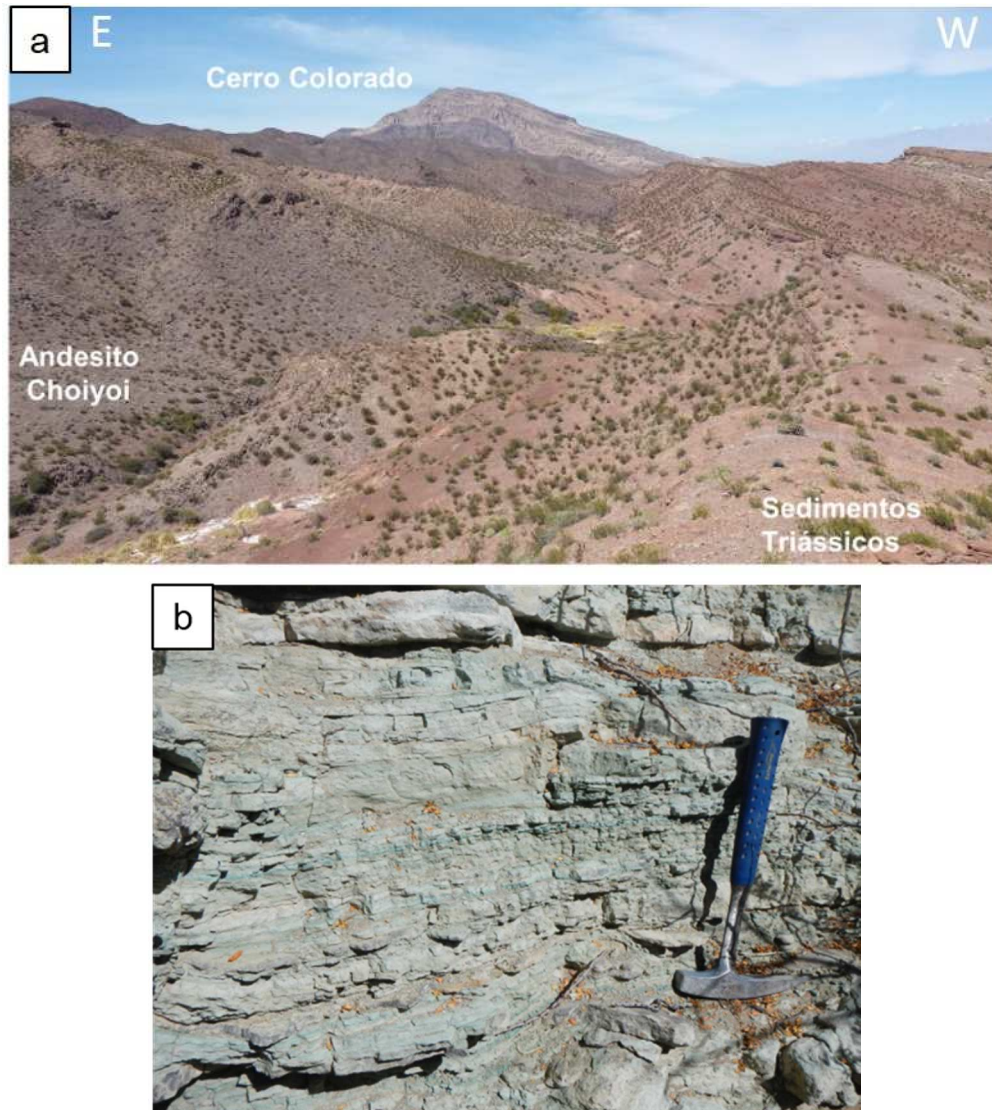


**Figura 6:** Contexto morfoestrutural da área de estudo, com os limites entre os terrenos Chilenia, Precordillera/Cuyana e oeste do Gondwana (modificado de GIAMBIAGI et al., 2011; RAMOS, 2004; ASTINI e THOMAS, 1999).

As depressões triássicas se vinculam regional e cronologicamente com as unidades magmáticas da Província Mágica Choiyoi (ciclo Neopermiano-Eotriássico) (Figura 6). Abundantes rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ocorrem como embasamento dessas bacias, e ocorrem também intercaladas aos sedimentos triássicos, o que denota uma atividade magmática sin-tectônica (ULIANA e BRIDDLE, 1988; RAMOS e KAY, 1991) (Figura 7).

Com base em estudo geoquímico detalhado de batólitos granitóides de idade neopaleozóica a neotriássica, intrudidos na Cordilheira Frontal Andina do Chile e da

Argentina (províncias de Mendoza e San Juan), Mpodozis e Kay (1992) propõem uma evolução geotectônica para a gênese das bacias triássicas por colapso extensional do orógeno.

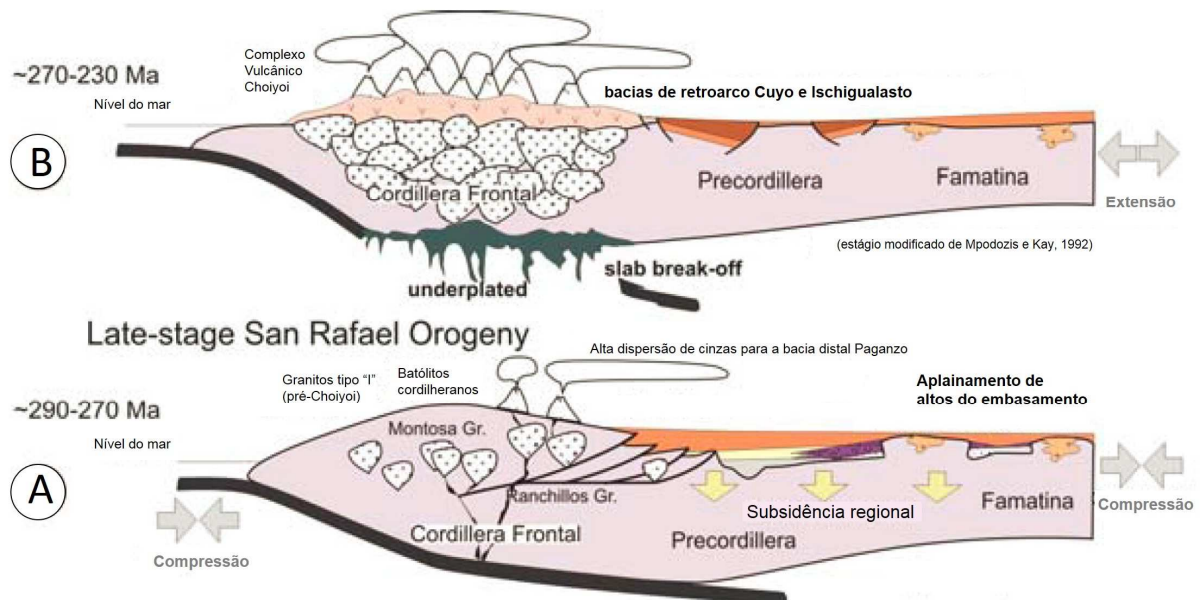


**Figura 7:** a) *Andesito do Grupo Choiyoi como embasamento dos sedimentos triássicos no depocentro de Cerro Puntudo, vista panorâmica para sul;* b) *camada de tufos esverdeados intercalados aos carbonatos triássicos de Cerro Puntudo.*

Nesse trabalho, são caracterizados dois episódios magmáticos: um mais antigo, inteiramente Permiano, de caráter intermediário, datado de 275-263 Ma (Cisuraliano-Guadalupeano), e um mais novo, Permo-triássico, de caráter calcio-alcalino, de 257-243 Ma (Lopingiano-Triásico Inferior) (MPODOZIS e KAY, 1992, SPALLETTI, 1999). Os granitóides mais antigos são dioritos a granitos, que tem características geoquímicas pré-colisionais (tipo I) e sin-colisionais (tipo S), com

padrão de elementos-traço que sugerem formação na parte profunda e espessada da crosta. Já os granitóides mais novos, leucogranitos com subordinados granodioritos e gabros, pertencentes à Província Magmática Choiyoi, são pós-colisionais, formados por fusão de uma crosta delgada por basaltos *underplated*. Evidências escassas desses basaltos ocorrem na Bacia Cuyo (RAMOS e KAY, 1991) e Ischigualasto. Os leucogranitos são posteriormente intrudidos por lavas de ignimbritos e riolitos e subordinados fluxos de lava andesítica (MPODOZIS e KAY, 1992).

Assim, o modelo evolutivo de Mpodozis e Kay (1992), modificado por Astini et al. (2009), propõe que, no Permiano, a continuação da orogenia San-Rafael, em regime compressivo, gerou espessamento da crosta e magmatismo relacionado à subducção (Figura 8-A). Ao longo do Neopermiano-Eotriássico, em contexto extensional, após delaminação litosférica, um *slab break-off* resultou em fusão parcial do manto, formação de basaltos na base da crosta (*underplated*), e fusão parcial da crosta gerando o magmatismo Choiyoi. As bacias extensionais Cuyo e Ischigualasto foram formadas sincronicamente a depósitos de tufos do magmatismo Choiyoi (Figura 8-B). É interessante notar que o adelgaçamento da crosta não foi suficiente para conectar essas bacias com o mar.



**Figura 8:** Modelo evolutivo da região Precordillera entre o Permiano e Triássico, com destaque para o magmatismo pré-Choiyoi e Choiyoi e seu contexto geotectônico (traduzido de ASTINI et al., 2009).

## Bacia Cuyo

A Bacia Cuyo, na qual a área de estudo está inserida, é a maior dentre as bacias triássicas do oeste da Argentina. Ocupa uma área aproximada de 30.000 km<sup>2</sup> nas províncias de Mendoza e San Juan, oeste da Argentina (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008), com 600 km de extensão e cerca de 47km de largura, segundo restaurações palinspáticas (RAMOS e KAY, 1991).

A Bacia Cuyo é formada por pelo menos sete sub-bacias ou depocentros principais, de sul para norte, General Alvear (aproximadamente 2100m de espessura máxima), Los Tordillos (2200m), Jagüel-La Esperanza (2400m), Ñacuñan (2200m), Cacheuta-Tupungato (3500m), Las Peñas-Santa Clara (2000m) e Rincón Blanco (3000m) (STIPANICIC, 2002) (Figura 9).

Essas sub-bacias são limitadas por importantes sistemas de falhas com a configuração de hemi-grabens de polaridades opostas. Essa geometria é documentada por seções de sísmica de reflexão e dados de poço (CRIADO ROQUÉ; MOMBRÚ; RAMOS, 1981). Cada sub-bacia é separada por regiões de transferência que correspondem a altos estruturais intra-bacinais (KOKOGIÁN E MANCILLA, 1989; RAMOS E KAY, 1991, LEGARRETA et al., 1993).

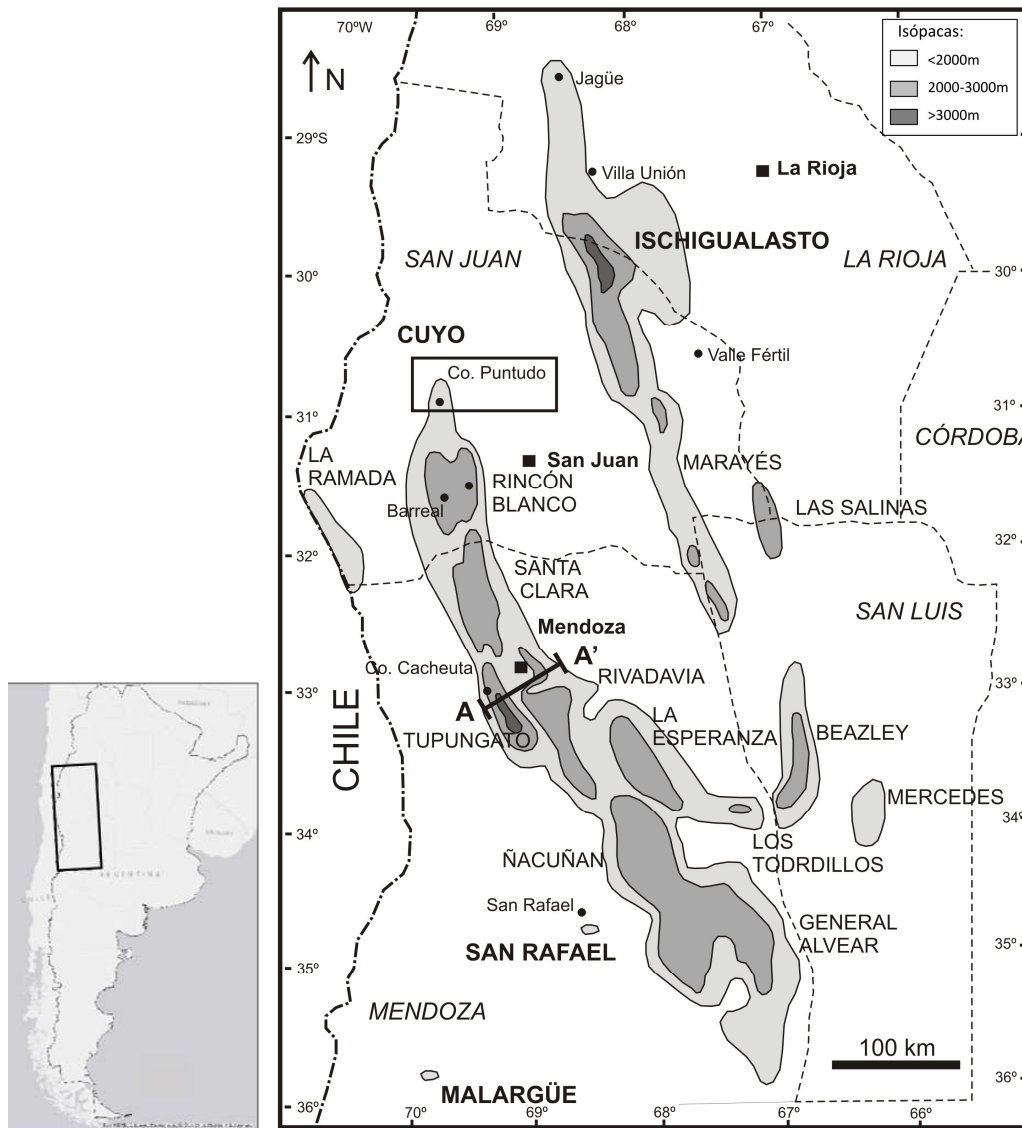
Trabalhos com ênfase na distribuição dos preenchimentos sedimentares em afloramentos confirmaram a geometria de hemi-graben nas diferentes bacias triássicas. Na Bacia Cuyo os principais trabalhos são Ramos e Kay (1991) em Upsallata, Kokogián et al. (1993) em Tupungato, López Gamundí (1994) e Spalletti (2001) em Barreal, López-Gamundí e Astini (1992) e Barredo e Ramos (2010) em Rincón Blanco. Na bacia Ischigualasto destaca o trabalho de Milana e Alcober (1994) e na bacia de Neuquén, o de Legarreta e Gulisano (1989).

Todas essas informações são utilizadas para compor mapas de isópacas dos sedimentos triássicos, como o da Figura 9, que evidenciam o arranjo dos depocentros alternados, ora com maior isópaca a leste, ora com maior isópaca a oeste. Tal configuração de incremento da espessura sedimentar na borda falhada indica uma atividade sin-deposicional das falhas.

Na Bacia Cuyo, a seção da figura 10, de direção E-W restaurada, ilustra a geometria de hemi-graben do depocentro de Tupungato (região de exploração de hidrocarbonetos), localizado a sul de Mendoza (Figura 9). Essa seção é baseada em

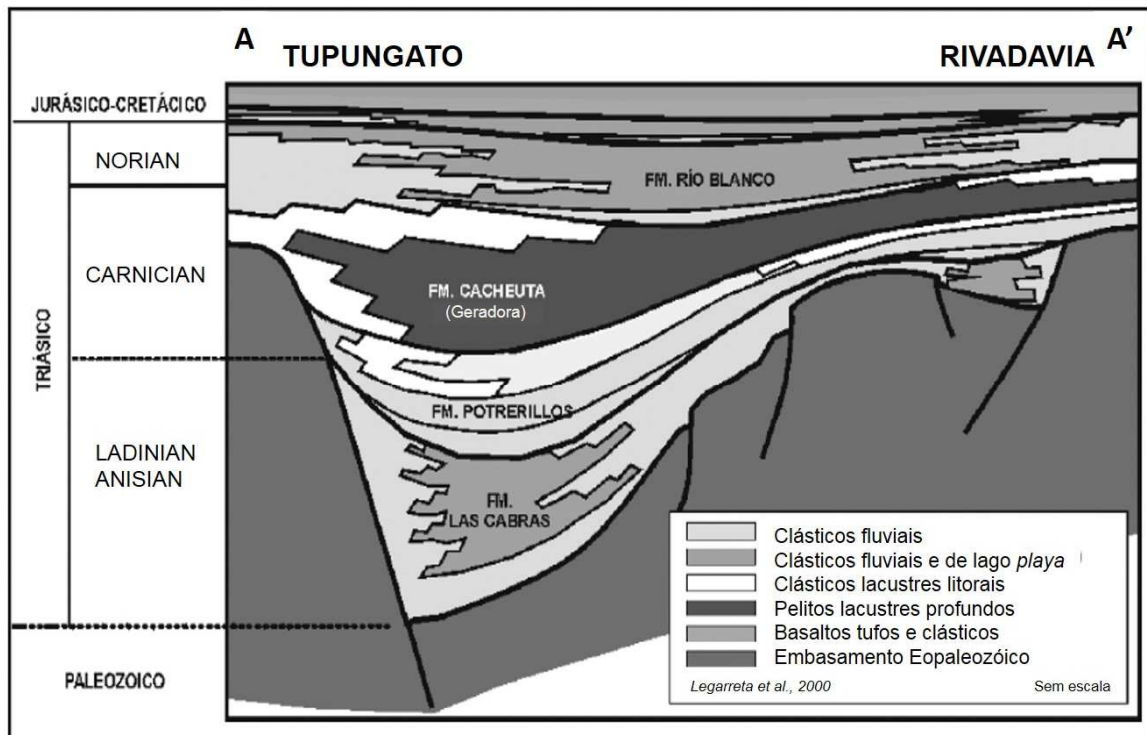


dados sísmicos e de poços e representa um hemi-graben com margem falhada a oeste (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008).



**Figura 9:** Mapa das bacias triássicas do centro-oeste da Argentina, de oeste para leste, La Ramada, Cuyo e Bermejo (modificado de STIPANICIC, 2002) com destaque para a localidade de Cerro Puntudo e traço da seção A-A'.

Já no norte da Bacia Cuyo, o depocentro de Rincón Blanco, sub-bacia mais próxima da área de estudo, é caracterizado por margem falhada a leste, na localidade de Rincón Blanco, com espessura de cerca de 3000m (BARREDO e RAMOS, 2010). Enquanto que a margem flexural a oeste aflora na localidade de Barreal, onde são registradas espessuras de 950m (LÓPEZ-GAMUNDÍ, 1994; SPALLETTI, 2001). Dados de sísmica da Texaco de 1992 indicam que a espessura de sedimentos na margem flexural alcança 1800m (LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 1992).



**Figura 10:** Seção estratigráfica conceitual baseada em sísmica e poços no depocentro Tupungato durante o Triássico (traduzido de ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008), localização da seção no mapa da Figura 9.

O afloramento da Quebrada de Cerro Puntudo, área de estudo, expõe os depósitos triássicos do extremo norte conhecidos na Bacia Cuyo (LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004). Esse afloramento localiza-se a 50 km do depocentro de Rincón Blanco e foi considerado por esses autores como sendo a terminação (*fault tip*) norte do sistema de hemi-grabens da Bacia Cuyo, podendo ter estratos correlatos ao depocentro de Rincón Blanco em momentos de maior acomodação. Já Barredo (2012), considera Cerro Puntudo como um depocentro particular com borda falhada também a leste, mas separado do depocentro de Rincón Blanco por uma zona de acomodação e transferência, de direção NNE/SSW, que pode ter persistido como alto estrutural durante a sedimentação.

### 3.2. Estratigrafia

#### Estratigrafia do embasamento Precordillera Occidental

Os depósitos triássicos da área de estudo, porção norte da Bacia Cuyo, estão alojados sobre o Terreno Precordillera Occidental. Um resumo do empilhamento estratigráfico da Precordillera Occidental nessa região é apresentado na figura 11, com base em Sessarego (1988).

	Precordillera Occidental	Eventos Tectônicos	Províncias Tectônicas
Pleistoceno			
Neógeno			antepaís de retro-arco
Paleógeno		~~~~~ Compressão Andina	
Jurássico-Cretáceo			
Triássico	Fm. El Relincho Fm. Cerro Puntudo	~~~~~ Colapso Extensional	rifte de retro-arco
Permiano	Gr. Choiyoi Fm. Del Salto	~~~~~ Orogênese San Rafael /Gondwanica	
Carbonífero	Fm. Del Ráton		antepaís de retro-arco
Devoniano	Fm. Codo	~~~~~ Orogênese Precordilleránica /Chánica	antepaís
Siluriano	Fm. El Planchón		
Ordoviciano	Fm. Yerba Loca/ Fm. Alcaparrosa Fm. Don Polo	~~~~~ Orogênese Oclóyca	antepaís
Cambriano	??		rifte-drifte
Proterozóico			

**Figura 11:** Síntese estratigráfica para a região da Precordillera Occidental, próximo à localidade de Cerro Puntudo; Fm. = formação (baseado em SESSAREGO, 1988).

Sucintamente, a evolução tectono-sedimentar do Terreno Precordillera é composta por seis etapas principais: rifte-drifte Cambro-ordoviciano, antepaís periférico Ordoviciano (orogenia Oclóyca), antepaís Siluro-devoniano (orogenia Precordilleránica / Chánica), antepaís de retroarco Carbo-permiano (orogenia Gondwanica /San Rafael), rifte de retroarco Triássico, antepaís de retroarco Cenozóico (orogenia Andina) (ASTINI et al., 2009). Essa reconstrução é baseada em análises estratigráficas (ASTINI et al., 1995; THOMAS e ASTINI, 1996), evidências paleontológicas (BALDIS et al. 1982) e geoquímica de ofiolitos (HALLER e RAMOS, 1984, 1984; KAY et al. 1984).

O embasamento da Precordillera Occidental próximo à área de estudo contém rochas metamórficas (ordovicianas), sedimentares (ordovicianas a carboníferas) e vulcânicas (permo-triássicas).

As rochas metamórficas, de fácies xisto verde, são relacionadas à Orogenia Precordillerânica/Chánica. Essas rochas tem idade ordovicianas e pertencem à Formação Yerba Loca (FURQUE, 1963), composta por meta-grauvacas, meta-arenitos, meta-lutitos, na qual ocorrem níveis de lavas básicas almofadadas com alteração hidrotermal (Formação Alcaparrosa - QUARTINO et al., 1971).

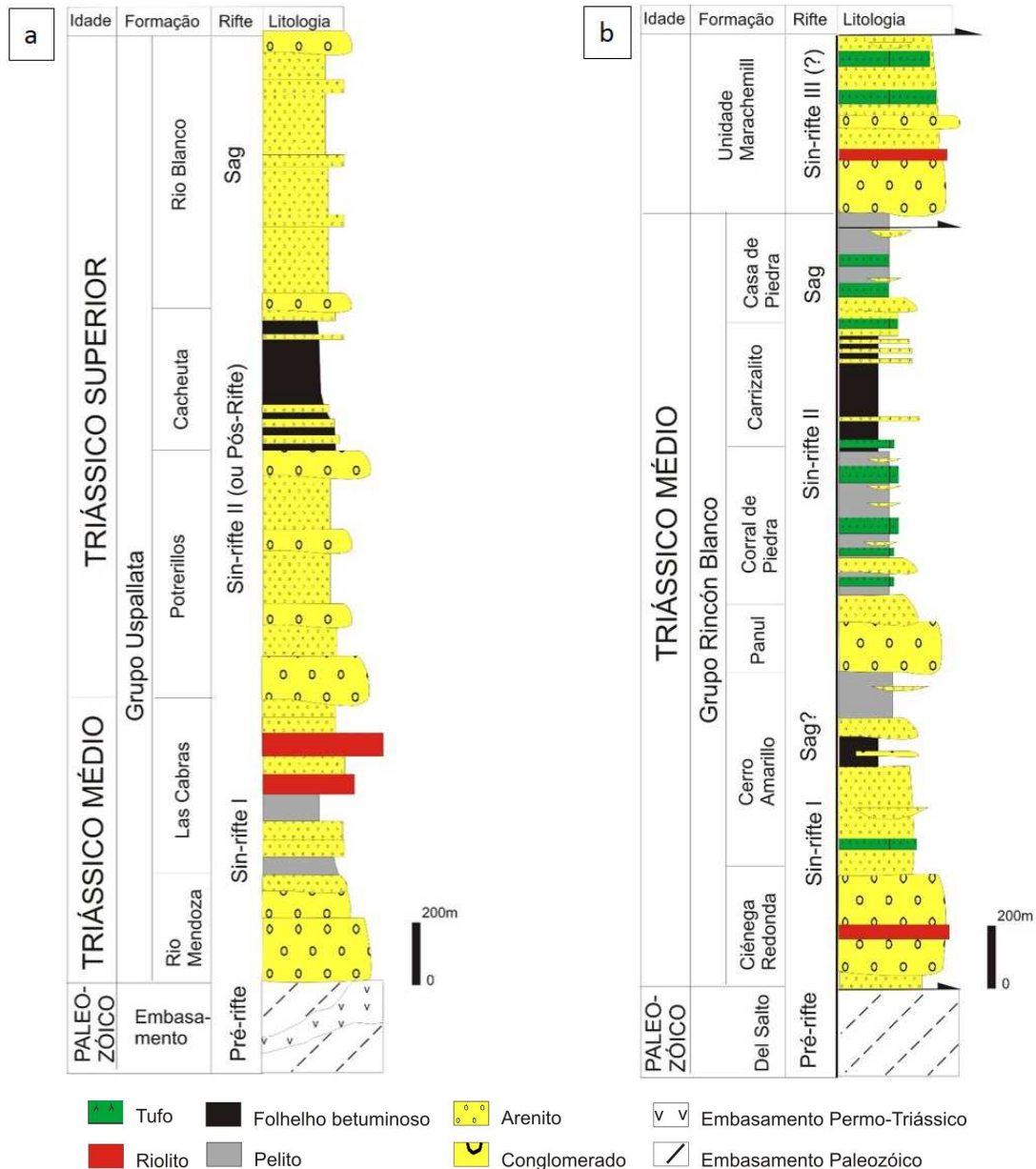
As rochas sedimentares tem idade variável entre Ordoviciano e Permiano. A formação Don Polo é caracterizada por grauvacas e pelitos eo-ordovicianos. A Formação El Planchón é composta por conglomerados e ritimitos de idade siluriana. A Formação Codo, é caracterizada por pelitos e arenitos turbidíticos devonianos. A Formação Del Ráton é composta por conglomerados e ritimitos carboníferos. A Formação Del Ráton possui arenitos, conglomerados e pelitos de idade carbonífera. Já a Formação Del Salto inclui sedimentos continentais permianos (QUARTINO et al., 1971; GUERSTEIN et al., 1965).

As rochas vulcânicas pertencem ao Grupo Choiyoi e próximo à localidade de Calingasta, são caracterizadas por andesitos e dacitos na base, por riolitos no intermédio, e por ignimbritos e tufos no topo (VALLECILLO et al., 2010).

### **Estratigrafia triássico - Bacia Cuyo**

Os depósitos da Bacia Cuyo são controlados por eventos tectônicos extensionais, cujas etapas sin-rifte são reconhecidas na coluna estratigráfica como ciclos granodecrescentes (Figura 12). Esses ciclos ocorrem em distintas escalas e são resultado da atividade diacrônica de cada uma das falhas extensionais que configuram os depocentros (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008).

No principal depocentro da bacia, **Tupungato** na província de Mendoza, os sistemas deposicionais basais da Sequência sin-rifte I são depósitos de leques aluviais nas proximidades das falhas normais correspondentes a Formação Rio Mendoza e interdigitações de sistemas fluviais efêmeros e *playas (barreal)* da Formação Las Cabras, com expressivos depósitos de tufos intercalados (KOKOGIÁN e MANCILLA, 1989; KOKOGIÁN et al., 1993) (Figura 12a).



**Figura 12:** Coluna cronoestratigráfica da Bacia Cuyo no depocentro Tupungatu (espessuras máximas) (BOGGETTI et al., 1999), a sul, e no depocentro de Rincón Blanco a norte (modificado de BARREDO e RAMOS, 2010); ver Figura 9 para localização.

Em seguida, a deposição tem uma tendência transgressiva, granodecrescente, que coincide com as formações Potrerillos e Cacheuta. (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008). A Formação Potrerillos compreende depósitos fluviais e fluvio-deltáicos que ocorrem em contato abrupto com sistema lacustre da Formação Cacheuta, caracterizado por folhelhos negros de ambiente restrito (profundo) (KOKOGIÁN e MANCILLA, 1989; KOKOGIÁN et al., 1993). Esses pelitos lacustres são os principais geradores da Bacia Cuyo, com alto teor orgânico (COT: 3-10%)

caracterizados por matéria orgânica do tipo I e índice de hidrogênio médio de 600 mgHC/gCOT (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008). Essa sequência tradicionalmente foi interpretada como fase pós-rifte ou *sag* (KOKOGIÁN e MANCILLA, 1989; ULIANA e BIDDLE; CERDÁN, 1989). Porém, com base em dados sísmicas da década de 90, Kokogián et al. (1993) interpretaram que o sistema de falhamentos que originou a bacia esteve ativo até a Sequência Potrerillos-Cacheuta, por isso ela foi denominada sin-rifte II. Apesar disso, alguns autores ainda consideram essa sequência como fase pós-rifte (SPALLETTI, 1999; BOGGETTI et al., 1999).

A colmatção da bacia se dá por ciclos sucessivos de depósitos fluviais e lacustres rasos da Formação Río Blanco. (ZENCICH; VIIIAR; BOGGETTI, 2008). Essa etapa é interpretada pela maioria dos autores como *sag*, quando ocorre deposição sobre os altos do embasamento. Outra interpretação é que essa unidade tenha se formado por reativação transtensional (SPALLETTI, 1999).

No depocentro de **Rincón Blanco**, província de San Juan, apenas na parte sudeste da margem falhada, a seção triássica está completamente preservada e alcança 3000m de espessura. A seção é composta por dois ciclos granodecrescentes, caracterizados por sedimentos aluviais/fluviais na base seguidos por intervalo lacustre no topo. O ciclo basal é interpretado como fase sin-rifte I, com sistema lacustre de caráter raso que evidencia condições de clima semi-árido. O ciclo seguinte é denominado sin-rifte II, com sedimentos lacustres rasos a profundos, constituídos por folhelhos betuminosos (Formação Carrizalito) em contexto climático úmido (BARREDO e RAMOS, 2010). Esses dois ciclos são separados por uma discordância angular na base dos depósitos de leque aluvial da Formação Panul (BARREDO, 2004) (Figura 12b).

O empilhamento dos sistemas deposicionais da margem falhada de Rincón Blanco é semelhante ao descrito no depocentro de Tupungato, localizado a cerca de 150km a sul. Distingue apenas com relação à unidade do topo, Marachemill, que é interpretada como uma fase sin-rifte III (BARREDO, 2012).

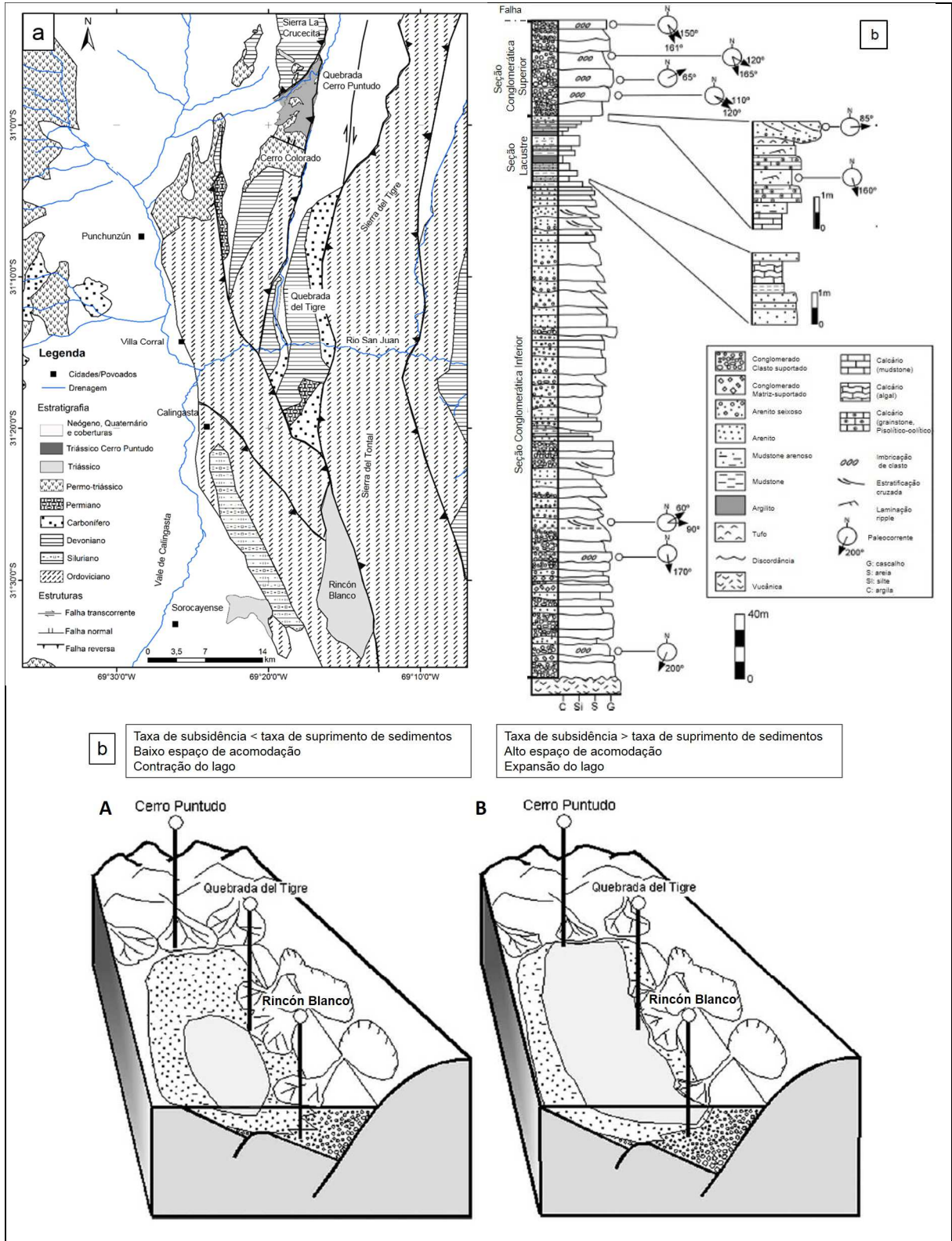
No depocentro de **Cerro Puntudo**, norte da Província de San Juan, afloram as formações Cerro Puntudo e El Relincho, definidas por Mombrú, C.A., 1974. Esses estratos foram correlacionados por Strelkov e Alvarez, 1984 às formações clássicas do depocentro Tupungato: a base da Formação Cerro Puntudo foi correlacionada às formações Rio Mendoza e Potrerillos e o topo à Formação Cacheuta (sem equivalente da Formação Cerro Las Cabras), enquanto que a Formação El Relincho foi

correlacionada à Formação Río Blanco. Esses autores mencionam que a Formação El Relincho estaria vinculada a outro ciclo sedimentar de reativação da bacia, assim como a Formação Río Blanco. Porém, assinalaram que essa correlação é duvidosa, pois os sedimentos de Cerro Puntudo são muito mais proximais e de espessura mais reduzida que os sedimentos triássicos mais próximos, localizados a 50km, no depocentro de Rincón Blanco (STIPANICIC, 2002).

Posteriormente, Sessarego (1988) identificou uma faixa de afloramentos de sedimentos triássicos na quebrada del Tigre, de 5km de extensão. Esses afloramentos localizam-se entre Rincón Blanco e Cerro Puntudo e foram datados como neotriássicos, com base em uma pobre microflora, e correlacionados às formações Potrerillos, Cacheuta e Río Blanco.

Na Quebrada de Cerro Puntudo, LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004, caracterizaram cerca de 400m de seção aflorante. A porção basal e superior são constituídas por conglomerados e brechas de sistemas de leques aluviais e leques fluviais, respectivamente, e a porção intermediária, de aproximadamente 50m, representa depósitos lacustres rasos, compostos por calcários estromatolíticos, *mudstones* tufáceos e arenitos finos, com evidências de gretas de dessecação e brechas intraformacionais. As seções conglomerática basal e lacustre correspondem à Formação Cerro Puntudo, e a seção conglomerática superior, à Formação El Relincho (Figura 13b).

O intervalo lacustre raso de Cerro Puntudo foi correlacionado por López-Gamundí e Astini (2004) aos intervalos lacustres mais espessos da quebrada del Tigre e do depocentro de Rincón Blanco, ao longo da margem falhada do hemi-graben norte da Bacia Cuyo. Essa correlação ocorreria nas fases de expansão do sistema lacustre devido à subsidência induzida por falhas. Os depósitos carbonáticos de Cerro Puntudo foram considerados equivalentes rasos de fácies mais profundas, folhelhos ricos em matéria orgânica, pois os primeiros pertenceriam à porção terminal da borda falhada, em contexto de menor acomodação, enquanto os últimos localizariam-se no segmento mais profundo da borda falhada, onde há maior acomodação (Figura 13c).



**Figura 13:** a) Mapa geológico com destaque para os depósitos triássicos em cinza; b) seção colunar da quebrada de Cerro Puntudo; c) modelo de preenchimento do hemigraben norte onde A equivale a fase de contração do lago, e B equivale a fase de expansão do lago, quando é possível correlacionar as três localidades ao longo da margem ativa (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004).



## Bio e cronoestratigrafia

Em ambientes sedimentares continentais, a adoção de Pisos de escalas marinhas não é possível, por isso, em bacias continentais utilizam-se pisos locais para bioestratigrafia. Spalletti et al. (1999) definiram três pisos para o Triássico argentino, com base em informações geocronológicas, em biozonas e critérios evolutivos de plantas fósseis, e na evolução do preenchimento sedimentar das bacias. Os três pisos são: *Barrealiano* (Eo a Mesotriássico), *Cortaderitano* (Meso a Neotriássico) e *Floriano* (Neotriássico).

Em Cerro Puntudo, o conteúdo paleontológico inclui restos escassos de flora e rizólitos, traços de invertebrados (icnofósseis) e fragmento de estrutura pélvica de um arcossauro (*pelvic girdle*) (MANCUSO, 2009). Também ocorrem carófitas da família *Porocharaceae* (BENAVENTE; MANCUSO; CABALERI, 2012). Os fósseis de planta de Cerro Puntudo são associados à biozona CSD (*Dictyophyllum castellanosii*, *Johnstonia stelzneriana*, *Saportaea dichotoma*) (MANCUSO, 2009), de idade Mesotriássica, piso Barrealiano, e coincide com a biozona das formações Barreal (margem flexural do depocentro Rincón Blanco) e Las Cabras (depocentro Tupungato).

Além da bioestratigrafia, atualmente existem várias datações geocronológicas, principalmente pelo método U-Pb SHRIMP, em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Bacia Cuyo (Tabela 1). O topo da Formação Cerro Puntudo, acima do intervalo carbonático, foi datado em  $243,8 \pm 1,9$  Ma, ou seja, no Anisiano (Triássico Médio) (MANCUSO et al., 2010). Considerando a correlação geocronológica, essa idade equivale à da formação Las Cabras (depocentro Tupungato) e possivelmente à da formação Cerro Amarillo (depocentro Rincón Blanco).

**Tabela 1:** Síntese das idades geocronológicas (Ma) em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas dos distintos depocentros da Bacia Cuyo (dados de SPALLETTI; FANNING; RAPELA, 2008; ÁVILA et al., 2006; RAMOS e KAY, 1991; BARREDO et al., 2012; MANCUSO et al., 2010).

PERÍODO	ÉPOCA	ESTÁGIO	Depocentro Tupungatu		Dep. Santa Clara		Depocentro Rincón Blanco			Depocentro Cerro Puntudo								
			Formação	U/Pb SHRIMP	Formação	K/Ar	Formação	U/Pb SHRIMP	U/Pb LA	Formação	U/Pb SHRIMP							
TRIÁSSICO	SUPERIOR	NORIAN	Río Blanco	230,3±2,3*	/	/	/	/	230,3±1,5	230,3±3,4	/							
		CARNIAN	Cacheuta									Potrerillos	/	/	/	/		
			LADINIAN														Potrerrillos	239,2±4,5; 239,7±2,2*
	MÉDIO	ANISIAN	Las Cabras									Las Cabras	235±5	Cerro Amarillo	/	/	/	243,8±1,9
			Río Mendoza									Río Mendoza	243±5**	Ciénega Redonda				

\*Spattetti et al., 2008 Ramos & Kay, 1991

\*\*Ávila et al., 2006

Barredo et al., 2012

Mancuso et al., 2010

#### 4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

Os depósitos triássicos estudados, compreendidos pelas formações Cerro Puntudo e El Relincho, apresentam distribuição triangular em mapa devido a limites tectônicos, representados por falhas inversas a leste e a oeste, relacionadas à tectônica compressiva andina (Figura 14, 15a).

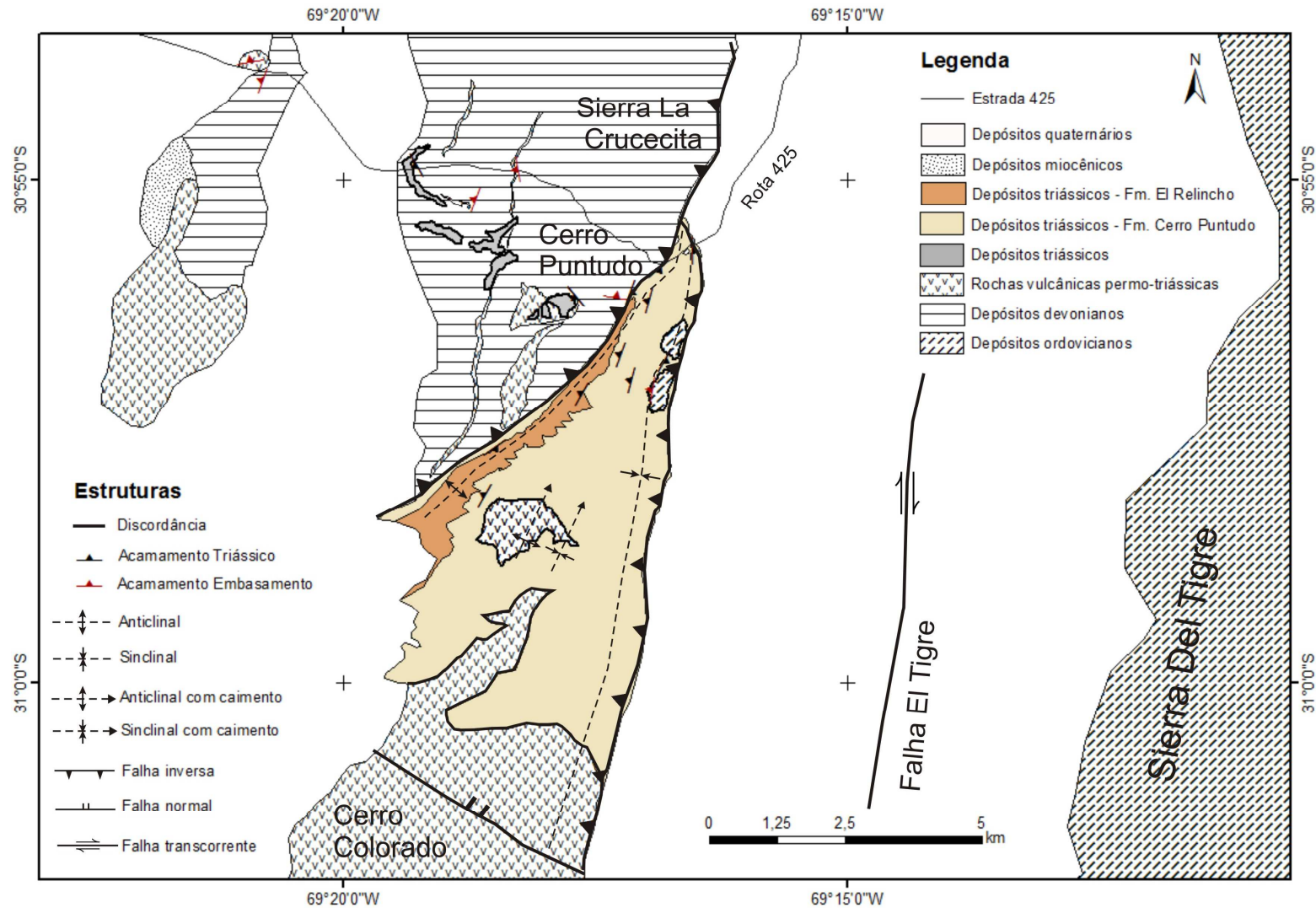
Esses sedimentos fazem contato a leste com depósitos aluviais quaternários que se distribuem em um baixo topográfico pertencente ao contexto da Falha El Tigre, uma importante falha transcorrente de idade pleistocena e atividade neotectônica (FAZZITO, 2011). A leste dessa falha, ocorre a Sierra del Tigre, que exhibe depósitos ordovicianos, por meio de falhas inversas (CARDÓ e DÍAS, 2005).

Já a oeste e a norte, o contato dos depósitos triássicos estudados é pela falha de empurrão La Crucecita, que expõe a serra homônima, constituída principalmente por rochas devonianas esverdeadas (CARDÓ e DÍAS, 2005). Correspondem a sequências sedimentares siliciclásticas intrudidas por diversos diques ácidos de direção N-S e localmente com derrames e brechas vulcânicas. Essas rochas vulcânicas pertencem ao Grupo Choiyoi, de idade Permo-triássica.

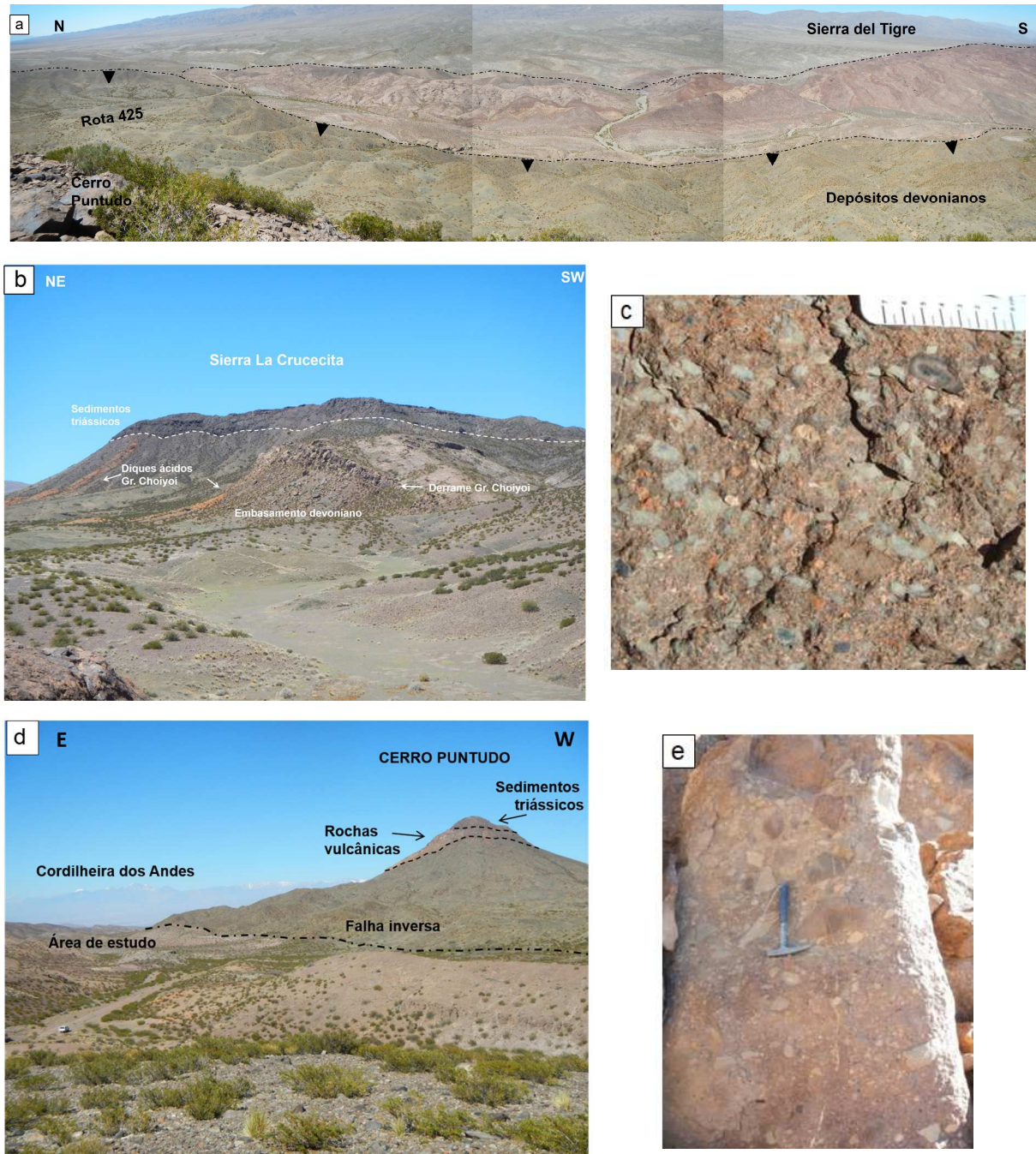
A Sierra La Crucecita é composta por morros, como o Cerro Puntudo, no topo dos quais são preservados sedimentos triássicos. Esses depósitos equivalem à base da sequência triássica estudada e ocorrem com mergulho suave para sudoeste acima dos sedimentos devonianos dobrados, e dos diques/derrames ácidos, por meio de uma discordância angular e erosiva (Figura 15b).

A base dessas ocorrências triássicas é constituída por um nível arenoso a conglomerático, composto por grânulos e seixos esverdeados do embasamento devoniano (Figura 15c), seguido por conglomerados contendo seixos e calhaus de rochas vulcânicas permo-triássicas (Figura 15e). O contato entre essas litologias se dá por uma discordância erosiva, e no caso do Cerro Puntudo, o nível arenoso não é observado. Nessa localidade, conglomerados com clastos vulcânicos ocorrem diretamente apoiados sobre uma delgada camada de brecha vulcânica, no topo de sedimentos devonianos (Figura 15d).

Na porção sul da área, rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi limitam a ocorrência dos estratos triássicos, e afloram também no Cerro Colorado. Essa expressiva montanha é o bloco alto de uma falha normal, de direção WNW-ESE, cujo bloco baixo corresponde aos depósitos triássicos estudados (SESSAREGO, 1988).



**Figura 14:** Mapa geológico da área de Cerro Puntudo. A área de estudo compreende os depósitos triássicos da Formação Cerro Puntudo e El Relincho (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004; CARDÓ e DÍAS, 2005).



**Figura 15:** a) Afloramentos triássicos das formações Cerro Puntudo e El Relincho na parte norte da área; b) morros da Sierra La Crucecita, com depósitos triássicos no topo por meio de uma discordância erosiva sobre depósitos devonianos e diques ácidos avermelhados; c) conglomerado arenoso triássico da Sierra La Crucecita com clastos de sedimentos devonianos esverdeados e de rochas vulcânicas; d) Cerro Puntudo no contexto do bloco alto da falha inversa que delimita a área de estudo; no topo ocorrem rochas vulcânicas em discordância angular com o embasamento devoniano, e conglomerados triássicos no cume; e) conglomerado triássico da Sierra La Crucecita com seixos/blocos de rochas vulcânicas.

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. Sobre a classificação das rochas carbonáticas estudadas

Calcários não marinhos exibem grãos específicos, tramas e microfácies que são difíceis de caracterizar, segundo as classificações consagradas para calcários marinhos (FLÜGEL, 2010), tais como a classificação de Dunham (1962) e de Embry e Klovan (1971). A classificação de Dunham reflete controles hidrodinâmicos e biológicos sobre as texturas carbonáticas e pode ser aplicado a alguns carbonatos lacustres, como, por exemplo, àqueles depositados em ambiente profundo ou infralitoral. Porém, carbonatos continentais são comumente formados por precipitação carbonática microbial ou inorgânica e são bastante suscetíveis a pedogênese e a diagênese meteórica (FLÜGEL, 2010), de forma que as texturas principais dessas rochas não são contempladas pelas classificações acima.

Apenas localmente utilizou-se a nomenclatura de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971). Rochas texturalmente suportadas por lama carbonática foram denominadas de *mudstones* quando possuem menos de 10% de grãos, e de *wackestones*, quando possuem mais de 10% de grãos, segundo a definição de Dunham (1962). Rochas carbonáticas texturalmente suportadas por grãos carbonáticos sem matriz micrítica foram denominados *grainstones* (DUNHAM, 1962). Rochas carbonáticas que contêm mais de 10% de componentes maiores do que 2mm, que “flutuam” em um arcabouço suportado por uma matriz de granulometria mais fina, foram denominadas *floatstones*, segundo a definição de Embry e Klovan (1971).

Na área de estudo, a litologia carbonática predominante é de calcário laminado, que na classificação de Dunham (1962), corresponderia a um *boundstone*, ou seja, rocha carbonática cujos componentes mostram sinais de terem sido ligados durante a deposição. Sendo de natureza microbiana (RIDING, 2011), optou-se por utilizar uma nomenclatura mais específica.

Atualmente existe um estudo avançado na classificação e caracterização dos microbialitos (BURNE e MOORE, 1987; RIDING, 1991, 2011). Essas classificações resultam do conhecimento de registros fósseis, pré-cambrianos e fanerozoicos, quanto de ocorrências atuais, cujas pesquisas foram aprofundadas a partir da descoberta dos depósitos microbiais de Shark Bay, na Austrália em 1954.

Segundo Burne & Moore (1987), microbialito é um depósito organosedimentar, litificado ou não, resultante de aprisionamento e ligação de sedimento (*trapping and binding*) e/ou de precipitação mineral *in situ* por comunidade microbiana bentônica. Segundo a classificação de Riding (2011), microbialitos podem ser de quatro tipos principais: estromatólitos, trombólitos, dendrólitos e leiólitos. Dentre os quatro, o calcário laminado se aproxima mais de um estromatólito, que Riding redefiniu, a partir de Kalkowski (1908), como um depósito microbiano bentônico laminado. Porém, esse termo foi por muito tempo associado a depósitos carbonáticos laminados de geometria macroscópica dômica e colunar.

Como esse tipo de geometria não é comum na fácies calcário laminado em foco, optou-se por utilizar o termo laminito crenulado para denominá-lo. Esse termo foi definido por Terra et al. (2010), com base em Demmico e Hardie (1994), como rocha carbonática de granulometria fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas; as laminações tendem a ser plano-paralelas com superfície crenulada e de origem microbiana.

As demais fácies carbonáticas da área têm textura bastante particular com evidência de intensa modificação pedogenética, por isso, nessas fácies, foram adotados termos texturais relacionados a carbonatos palustres (ALONSO-ZARZA e WRIGHT, 2010). Segundo Verrecchia (2007), uma microfácies palustre típica resulta de uma sucessão de texturas relacionadas a flutuações do nível freático.

## **5.2. Levantamento bibliográfico: área de investigação e tectono-sedimentação**

Previamente à atividade de campo, foi realizado o levantamento bibliográfico sobre a Bacia Cuyo com ênfase no intervalo estratigráfico de interesse. Destacam-se os trabalhos de Spalletti (1999) sobre a evolução das bacias triássicas do oeste da Argentina, de Zencich; Villar; Boggetti (2008) a respeito da Bacia Cuyo com ênfase no sistema petrolífero, e os de Uliana e Biddle (1988) e Mpodozis e Kay (1992) acerca do contexto tectônico extensional triássico no continente sul americano.

Os principais trabalhos sobre sedimentação e sequências deposicionais na Bacia Cuyo são os publicados por Kokogíán e Mancila (1988); Kokogíán et al. (1993) e Spalletti et al. (2005) no depocentro Tupungato, e os trabalhos de López-Gamundí

e Astini, 1992; Spalletti, 2001 e Barredo e Ramos, 2010 no depocentro de Rincón Blanco. Os trabalhos existentes na área de Cerro Puntudo são o de López-Gamundi e Astini (2004), que foi pioneiro na análise sedimentológica da seção aforante, o de Mancuso et al. (2010), que forneceu a primeira datação geocronológica para a área, e o trabalho de Benavente et al. (2015), que detalhou uma das seções carbonáticas com foco no paleoambiente deposicional.

Sobre a temática tectono-sedimentação em contexto extensional, os principais trabalhos consultados foram os de Allen e Allen (2005); Gawthorpe e Leeder (2000), Lambiase e Morley (1999), Prosser (1993) e Smith (2013). Destaca-se o trabalho de Gawthorpe e Leeder (2000), que caracteriza o preenchimento sedimentar de bacias extensionais com base na evolução do deslocamento das falhas. Ressalta-se também a abordagem *source-to-sink* com o trabalho de Smith (2013), que exemplifica a configuração de drenagens na erosão, transporte e sedimentação em bacias rifte continentais.

### **5.3. Mapas-base e sensoriamento remoto**

Previamente aos trabalhos de campo, foram confeccionados mapas base a partir de imagens de satélite multiespectral.

Para a confecção dos mapas regionais, foram usadas imagens dos satélites Landsat, Astrium e SPOT, disponíveis no *software* Google Earth® e imagem Aster fornecida pelo laboratório Jet Propulsion da NASA via UNICAMP. O mapa de detalhe da área de Cerro Puntudo foi elaborado com base em imagens multiespectral e pancromática do satélite World View-2, disponibilizadas pela empresa Digital Globe. Essas imagens cobrem uma área de 14 km<sup>2</sup> e possuem resolução espacial de 2m. Utilizaram-se ainda informações do modelo digital de elevação do sistema de radar da Missão Topográfica Radar Shuttle (SRTM), com resolução de 30m.

As imagens foram analisadas com base em conceitos de fotointerpretação e georreferenciadas no *software* de SIG (Sistema de Informação Geográfica) Arcgis® 10.3, a partir dos pontos de campo

### **5.4. Atividades de Campo**

As atividades de campo ocorreram em duas etapas. A primeira teve duração de quatro dias (16/10/13 e de 22 a 24/10/2013). A segunda etapa foi de 10 dias (12 a 21/10/2013), e incluiu um período de reconhecimento regional na região de Mendoza, com o apoio do geólogo Daniel Boggetti, que apresentou os afloramentos-chave das rochas triássicas da Bacia Cuyo daquela região.

#### **5.4.1. Caracterização de fácies e levantamento de perfis verticais**

O conceito de fácies é bastante antigo e foi introduzido por Nicholas Steno em 1669 com uma conotação bastante ampla, se referindo a todos os aspectos de parte da superfície da Terra durante um certo intervalo do tempo geológico. Já o conceito mais moderno foi introduzido por Gressly em 1938, implicando na soma total dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica (POSAMENTIER e WALKER, 2006).

De forma prática, fácies é definida por um conjunto particular de atributos sedimentares: litologia característica, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fóssil, geometria, padrão de paleocorrentes, etc. (WALKER e JAMES, 1992). Algumas fácies podem ser interpretadas diretamente em termos de ambiente deposicional e processos sedimentares atuantes, enquanto outras não são diagnósticas e precisam do contexto com fácies adjacentes.

A fim de se obter uma interpretação ambiental das fácies, utiliza-se o método do levantamento de perfis verticais. Isso porque a sucessão vertical de fácies é produzida pela migração lateral de um ambiente sobre outro (Lei das Fácies de Walther 1894). Assim, uma sucessão de fácies concordantes, sem importantes discordâncias, representa fácies que são o produto de ambientes que estavam originalmente adjacentes (WALKER e JAMES, 1992).

Para se definir os limites entre sucessões de fácies concordantes, procurou-se agrupar fácies geneticamente associadas, ou seja, compor associação de fácies. Uma associação de fácies se refere às fácies que foram depositadas no mesmo ambiente de sedimentação, no qual há vários processos deposicionais distintos atuantes, com diferentes sub-ambientes ou flutuações nas condições deposicionais (WALKER e JAMES, 1992). Assim, a metodologia adotada no campo e aprofundada nas análises laboratoriais, foi a distinção de fácies, com a definição de suas



características específicas e o estabelecimento de limites e agrupamentos de fácies à medida que as informações eram levantadas.

Como a área de estudo tem uma excelente preservação dos afloramentos, devido ao clima árido em que está inserida, os grandes agrupamentos de fácies podem ser diferenciados na imagem de satélite multiespectral de alta resolução por cor e textura particulares. Aliado a isso, os perfis verticais levantados em diferentes pontos da área permitiram a confecção de um mapa da associação de fácies, que auxiliou na interpretação dos sistemas deposicionais.

Ao longo de todo o trabalho desenvolvido, o foco maior foi dado aos intervalos carbonáticos, pois esses são o alvo principal dessa dissertação. Por isso, nesses intervalos foram realizados levantamentos de seções estratigráficas em escala detalhada (1:20) e com amostragem mais densa das diferentes fácies.

Nos intervalos siliciclásticos, o levantamento de seção foi feita em uma escala menor (1:1.000), exceto no intervalo siliciclástico equivalente ao intervalo carbonático basal, que foi analisado em escala de maior detalhe, 1:50, a fim de se caracterizar a transição lateral dos sistemas deposicionais. A amostragem de fácies silicilásticas foi priorizada para a caracterização de proveniência das diferentes associações de fácies.

Dessa forma, nessa dissertação, as fácies carbonáticas são descritas em detalhe. Já as fácies siliciclásticas são descritas brevemente dentro da associação de fácies em que estão inseridas.

Todas as fácies carbonáticas foram denominadas de acordo com as características macroscópicas em campo. Isso porque, nessas rochas aspectos texturais mais precisos são apenas definidos em lâmina petrográfica. Assim, durante o levantamento dos perfis estratigráficos, utilizou-se o critério de nomenclatura do tipo de rocha sedimentar (calcário) + estrutura sedimentar macroscópica (maciço, laminado, etc).

Dessa forma, durante a aquisição dos perfis verticais de fácies, foram descritas espessura, estratificação, geometria, continuidade lateral, tipo de contato, trama/textura, estruturas sedimentares e composição mineralógica das litologias. Para subsidiar essa caracterização, foi utilizada lupa com aumento de 20x; ácido HCl a 10% para distinção de carbonatos; bússola Brunton para medição de acamamento e paleocorrentes; régua métrica para medição das espessuras, caderneta/prancheta para confecção dos perfis, martelo para a retirada de amostras e câmara fotográfica

para o registro de feições importantes. Nas fotografias onde o martelo foi utilizado como escala, adotou-se a orientação do cabo apontado para o topo do estrato.

Ressalta-se que nesse trabalho a notação utilizada para a orientação dos planos medidos foi a informação de direção, seguida pelo valor do mergulho, e o rumo do mergulho segundo os pontos cardeais. Assim, uma medida de acamamento de  $020^{\circ}/16^{\circ}W$  significa que a camada tem rumo de  $020^{\circ}$  (NNE), e mergulho de  $16^{\circ}$  para oeste.

#### 5.4.2. Paleocorrentes

A medição de paleocorrentes é essencial no estudo de rochas sedimentares, pois elas fornecem informação sobre a paleogeografia, paleo-declive, direções de correntes e vento, e são úteis para a completa descrição e interpretação de fácies (POTTER e PETTIJOHN, 1977; TUCKER, 1997). Por isso, no campo buscou-se medir estruturas sedimentares representativas do sistema deposicional analisado, evitando-se estruturas pequenas formadas por fluxos locais que podem não representar o paleo-declive.

Muitas estruturas sedimentares podem ser utilizadas como indicadoras de paleocorrente. Algumas registram a direção (azimute) da corrente, como lineação de partição e eixo de canais, enquanto outras indicam o sentido do movimento (*trend*), como estratificação cruzada, imbricação de seixos, marcas de sola. A informação do sentido do movimento é uma informação mais completa do paleofluxo, por isso, sempre que possível foram medidas estruturas com essa informação.

Segundo Miall (1990) deve-se medir 25 paleocorrentes por estação analisada para que os dados sejam estatisticamente representativos. Entretanto, quando não foi possível, mediram-se as estruturas disponíveis, que integradas ao mapa, e juntamente com a análise de estações próximas, também fornecem um paleofluxo representativo. Os resultados das paleocorrentes foram plotados em diagramas de rosetas (histogramas de frequência em classes de  $10^{\circ}$ ), confeccionados no software Stereonet <sup>®</sup> (ALLMENDINGER et al., 2012; CARDOZO e ALLMENDINGER, 2013), com informações estatísticas do vetor médio, desvio padrão, fator de consistência e número de medidas.

Ressalta-se que em camadas intensamente deformadas, as medidas de paleocorrente devem ser corrigidas para eliminar o efeito de mergulho do

acamamento e assim indicar uma paleocorrente correta do ambiente de sedimentação. Essa correção é necessária para estruturas sedimentares lineares quando o mergulho do acamamento for maior que  $25^\circ$ , e para estruturas sedimentares planares essa correção é necessária quando o mergulho for maior do que  $10^\circ$  (POTTER e PETTIJOHN, 1977).

#### **5.4.3. Análise de proveniência em conglomerados**

A contagem de clastos de conglomerados foi determinada no afloramento por meio da identificação litológica de todos os seixos, calhaus e eventuais matacões em  $1 \text{ m}^2$  de seção vertical, o que correspondeu a cerca de 100 clastos por análise. Esse método é uma contagem de frequência (número de clastos independente do diâmetro médio) ao invés de uma contagem de pontos, que teria uma contagem volumétrica percentual associada (DICKINSON, 2008).

Foram analisadas três camadas específicas, escolhidas onde observou-se macroscopicamente composição de fragmentos líticos distinta, ou seja, uma na base da seção, na Formação Cerro Puntudo, e duas no topo da seção, na Formação El Relincho. Também se considerou camadas com o intervalo granulométrico de interesse (bloco a seixo) e localizadas próximas a alguma amostra de arenito coletada para a determinação de composição modal por petrografia.

Essa análise tem objetivo complementar ao estudo da fração areia, que é confirmar os litotipos dos depósitos de fração grossa. Espera-se que os fragmentos líticos da fração conglomerática e da fração areia afins sejam os mesmos, pois pertencem à mesma associação de fácies e possivelmente provém da mesma área fonte. Além disso, não se espera que as frações areia e conglomerática tenham mesma proporção de líticos, pois essa comparação é inapropriada para depósitos formados por processos de transporte e deposição tão distintos.

#### **5.5. Atividades Laboratoriais**

As atividades laboratoriais corresponderam principalmente a descrição petrográfica das amostras com ênfase na caracterização de microfácies carbonáticas e a análise de proveniência das fácies siliciclásticas. Foram realizadas também análises complementares de EDS-MEV (Espectômetro de Energia Dispersiva

acoplado ao Microscópio Eletrônica de Varredura) e de DRX (Difratometria de Raios X) nos laboratórios do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP, porém apenas o método do EDS-MEV é descrito pois os espectrogramas são apresentados no capítulo Resultados.

### **5.5.1. Descrição petrográfica**

A descrição petrográfica de lâminas delgadas complementou a caracterização faciológica feita em campo. Essa etapa foi realizada no laboratório da Petrobras (E&P-EXP/GEO/ES), utilizando-se microscópio ótico da Zeiss®, modelo Axio Imager A2, com câmara fotográfica acoplada para aquisição de imagens.

No total foram analisadas 87 lâminas, confeccionadas pelo laboratório de laminação do Centro de Geociências aplicadas ao Petróleo – UNESPetro, UNESP. Buscou-se descrever características texturais dos grãos/constituintes, ou seja, tamanho, seleção, morfologia, mineralogia, e da trama, isto é, arcabouço, estruturas sedimentares, poros, cimento.

A análise de 42 lâminas de rochas carbonáticas permitiu a diferenciação de 18 microfácies. O método de microfácies carbonáticas consiste em descrever e classificar todos dados sedimentológicos e paleontológicos de lâminas delgadas para auxiliar no entendimento do contexto paleoambiental e deposicional da fácies. O método é consagrado no estudo de carbonatos marinhos, mas deve ser aplicado também a carbonatos não marinhos, uma vez que existe na literatura muitas revisões sobre carbonatos lacustres de água doce, água salgada, travertinos e carbonatos pedogenéticos (FLÜGEL, 2010).

As amostras de arenito foram classificadas segundo Folk (1968). Dez lâminas de arenito foram analisadas com ênfase na análise de proveniência. Os detalhes metodológicos dessa etapa são apresentados no item 5.3.3.

As amostras vulcanoclásticas foram classificadas segundo a classificação granulométrica de Fisher (1966) para rochas piroclásticas primárias.

### **5.5.2. Análise complementar de MEV**

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi desenvolvido primariamente para imageamento de alta resolução. Porém, sua aplicação pode ser ampliada pela

adição de um Espectômetro de Energia Dispersiva (EDS), que fornece informação composicional qualitativa do material analisado. O resumo sobre o método MEV/EDS apresentado a seguir é baseado no livro *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology* (REED, 1993).

A imagem composicional, ou imagem por elétrons retroespalhados (*Backscattered Electron Image*), representa em seus tons de cinza (brilho) a variação da composição atômica média da feição imageada. Materiais de peso atômico elevado apresentam imagens em tons de cinza mais claros, enquanto materiais de peso atômico baixo possuem tons mais escuros. Dessa forma é possível observar uma imagem com contraste entre os diferentes minerais, caso haja significativa diferença de peso atômico entre eles, e identificar a feição de interesse observada previamente na petrografia.

O passo seguinte na rotina de utilização do MEV é a medida composicional semi-quantitativa do material, que é realizada pelo EDS. Esse detector, acoplado ao MEV, capta espectros energéticos de raios-X que são específicos para cada elemento químico, assim é possível obter a composição química do material analisado. O EDS não detecta os elementos de peso atômico menor que 4, ou seja, H, He, Li e Be. Os elementos de peso atômico leve como B, C, N, O e F são detectáveis por EDS, mas não são bem quantificados.

Exemplos de espectros de EDS nos minerais mais comuns podem ser consultados em guias de referência, como o livro *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology* (REED, 1993). Minerais diferentes contendo os mesmos elementos maiores em proporção diferente são geralmente distinguíveis com base no tamanho relativo dos picos.

A associação do dado espectral e composicional com a espécie mineral é uma tentativa de correlação, porém somente MEV/EDS não é suficiente para defini-los, pois polimorfos, por exemplo, não são distinguíveis por esse método. Também minerais cujas composições diferem somente pela presença de água não são distinguidos por esta técnica, pois o EDS não detecta hidrogênio.

Ressalta-se que a microanálise por EDS é pontual, resulta da penetração do feixe numa profundidade que varia entre 1 e 5 micras; portanto, não se deve inferir a composição obtida em cada ponto como representativa de todo o volume da partícula analisada. Em um cristal de interesse o ideal é realizar várias medidas e observar se há constância no resultado.

A rotina de preparação e análise de amostras para análise no MEV/EDS é descrita a seguir. No laboratório de MEV da Petrobras (CENPES/PDGEO/IRPS), cada lâmina petrográfica (30  $\mu\text{m}$ ), com leve polimento, foi lavada com água, detergente e álcool e, após secagem, foi recoberta por uma delgada camada de carbono, no metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-la condutora.

No laboratório de MEV do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, as imagens foram realizadas em microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM 6010LA. As lâminas foram aderidas a um suporte condutor de alumínio do equipamento e submetidas a alto vácuo com voltagem de aceleração de 15 kV, e *spot size* de 55 a 67, para composição das imagens por elétrons retroespalhados.

As microanálises foram realizadas em EDS do tipo *Silicon-drift*, com área efetiva do detector de  $10\text{mm}^2$ , ângulo de *take-off* de  $35^\circ$ , e resolução (FWHM) de 133 eV. A distância de trabalho utilizada foi de 10mm para respeitar o ângulo de *take-off* do equipamento e ter eficiência na detecção. O tempo de leitura de cada análise foi de 40s.

O objetivo principal das análises foi a estimativa qualitativa da composição de minerais. Foram analisadas 12 lâminas, 7 de calcários, 3 de arenitos e 2 de rochas vulcânicas. As análises nos sedimentos carbonáticos objetivaram a caracterização de minerais do ambiente de sedimentação (ex. dolomita, barita e argilominerais). Nos arenitos e rochas vulcânicas, o objetivo principal foi esclarecer dúvidas sobre os tipos de feldspatos (K-feldspato x plagioclásio) e processos diagenéticos relacionados (albitização).

### **5.5.3. Análise de proveniência em arenitos**

O estudo da proveniência em rochas sedimentares visa, em última análise, reconstruir as relações existentes entre áreas-fonte e bacias sedimentares (REMUS et al., 2008). A composição de sedimentos detríticos é controlada por quatro fatores: proveniência, transporte, ambiente de deposição e diagênese (SUTTNER 1974), por isso a reconstrução da proveniência é mais fidedigna em situações onde os outros três fatores tem menor efeito (INGERSOLL et al., 1984).

A área de estudo tem características favoráveis à análise de proveniência. Por se tratar de uma bacia de gênese extensional, predomina o transporte de

sedimentos por curtas distâncias, sem importante segregação de constituintes. O ambiente deposicional tipicamente continental não favorece a reciclagem de sedimento. E a diagênese deve atuar de forma similar sobre o estrato, pois considera-se que todo ele tenha passado pelas mesmas condições de soterramento e de inversão tectônica. Portanto, a composição dos sedimentos detríticos estudados deverá refletir melhor a proveniência.

Em contextos tectônicos distintos, as áreas-fonte continentais originam sedimentos com características específicas. Por exemplo, regiões cratônicas formam areias quartzosas, embasamento soerguido e arcos plutônicos fornecem areias quartzo-feldspáticas, arcos vulcânicos resultam em areias feldspato-líticas e orógenos reciclados podem gerar areias com variada proporção de fragmentos líticos e grãos quartzosos. (DICKINSON, 1985).

Essa relação entre área-fonte e sedimento resultante é especialmente importante na análise de blocos continentais que não apresentem informações genéticas com blocos adjacentes, como ocorre, por exemplo, em terrenos orogênicos amalgamados. Dickinson (1970) comenta que interpretações detalhadas de proveniência baseadas em contagens modais de pontos podem ser suficientemente específicas para exercerem uma influência poderosa em reconstruções paleotectônicas.

Mesmo para terrenos em um contexto tectônico conhecido, como é o caso da Bacia Cuyo, a análise de composição modal pode trazer informações importantes, pois *trends* evolutivos na composição de arenitos comumente refletem mudanças no padrão tectônico ao longo do tempo, ou modificação da erosão nos terrenos provenientes. (DICKINSON, 1985). Dessa forma, a composição modal dos arenitos pode evidenciar a composição litológica das áreas de aporte e sua localização geográfica, fornecendo informações sobre o contexto paleogeográfico.

Na análise de proveniência, além do método da composição modal detrítica, outras técnicas podem ser bastante funcionais como a análise de minerais pesados, geoquímica e geocronologia de minerais pesados. Porém, em bacias de ambiente tectonicamente ativo, caracterizadas por sedimentos ricos em fragmentos líticos, os diagramas ternários, utilizados nas análises modais da fração leve, permitem boa discriminação das rochas-fonte (REMUS et al., 2008).

Assim, na análise do perfil estratigráfico de Cerro Puntudo buscou-se caracterizar a proveniência dos arenitos dos diferentes intervalos, por meio da

caracterização da composição modal da fração leve, a fim de caracterizar o contexto paleogeográfico das áreas de aporte em cada etapa do preenchimento da bacia.

Na determinação da composição modal por meio da contagem de pontos existem dois métodos, o tradicional conhecido como QFR, sigla referente ao diagrama ternário de análise quartzo – feldspato – lítico (*rock*), e o método Gazzi-Dickinson. O primeiro foi desenvolvido por sedimentólogos da Universidade de Indiana, enquanto o segundo se baseia na proposta independente de Gazzi (1966) e de Dickinson (1970) (INGERSOLL et al., 1984).

A metodologia tradicional QFR considera que a composição modal tem uma dependência fundamental no tamanho de grão, pois através da fragmentação mecânica dos grãos, nas frações finas, a proporção de fragmentos líticos tende a diminuir e os constituintes minerais tendem a aumentar. Nesse método os grãos são diferenciados entre quartzo, feldspatos e fragmentos líticos (INGERSOLL et al., 1984).

Já o método Gazzi-Dickinson considera que a composição modal pode ser determinada independente do tamanho de grão, por meio da técnica de identificar e reconhecer minerais no tamanho areia, estando eles dentro de um fragmento lítico ou não. Adicionalmente, técnicas petrográficas cuidadosas permitem reconhecer grãos que estejam bastante alterados por efeitos diagenéticos físicos ou químicos (INGERSOLL et al., 1984). Esse método tornou-se clássico para uma determinação acurada da composição modal original e proveniência após ter sido testado por Ingersoll et al. (1984) e revisado por Zuffa (1985).

Assim, nesse método, os cristais maiores que o tamanho silte (0,0625 mm) nos fragmentos de rochas são contados separadamente como grãos monominerálicos, ou seja, como quartzo, feldspato, etc, devidamente identificados com respeito ao tipo de litoclastos onde estão. São contados diretamente como litoclastos apenas fragmentos com textura fina, como vulcânicas afaníticas, ardósias e filitos, chert, rochas carbonáticas, lutitos, etc. (REMUS et al., 2008). Essa é a principal diferença metodológica com relação ao método tradicional QFR (Figura 4).

Ressalta-se que o método Gazzi-Dickinson é apenas uma forma de normalizar o dado com relação ao tamanho do grão, e não corrige variações herdadas ou genéticas na proporção dos grãos com a mudança da granulometria. Por exemplo, onde a razão quartzo/feldspato é distinta em areias de diferentes granulometrias, o método Gazzi-Dickinson não ajuda na comparação composicional entre esses arenitos. Por isso, é recomendado restringir os estudos de proveniência a arenitos de



granulometria comparável, de preferência, em seções de granulometria média a grossa, com tamanho médio próximo de 0,5mm. (DICKINSON, 1985).



**Figura 16:** Método Gazzi-Dickinson de contagem de grãos (ZUFFA, 1985).

Assim, buscou-se amostrar arenitos com esse intervalo granulométrico, porém como a seção levantada caracteriza-se pelo empilhamento vertical de fácies de diferentes sistemas deposicionais, nem sempre foi possível atender a essa premissa. Nos sistemas de leques aluviais, por exemplo, buscaram-se os níveis arenosos, mas no geral são mal selecionados e de granulometria fina a seixo. Conseqüentemente, na análise comparativa dos diagramas, procurou-se ter o cuidado de considerar as diferenças granulométricas entre as amostras.

Os grãos de interesse para a contagem são aqueles que refletem fatores chave para a gênese de arenitos, ou seja: 1) grãos estáveis de quartzo (Q), incluindo tanto grãos de quartzo monocristalino (Qm) quanto grãos de quartzo policristalino (Qp); 2) grãos de feldspato monocristalinos (F), incluindo plagioclásio (P) e K-feldspato (K); e (3) fragmentos líticos policristalinos instáveis (L), de três tipos, vulcânicos (Lv), sedimentares (Ls) e metamórficos (Lm). O total de fragmentos líticos (Lt) é a soma dos fragmentos líticos (L) e os grãos de quartzo policristalinos (Qp) (Tabela 1). Ressalta-se que os líticos plutônicos são contados como quartzo, feldspato, etc, seguindo o método Gazzi-Dickinson (INGERSOLL et al., 1984).

Outros fatores importantes considerados durante a contagem de grãos pelo método Gazzi-Dickinson são:

Matriz e cimento não são contados; portanto amostras com mais de 25% de matriz ou de cimento (associado à dissolução) não são analisadas (DICKINSON e SUCZEK, 1979).

Quartzo policristalino fino, microcristalino e criptocristalino são contados como fragmentos líticos instáveis (INGERSOLL et al., 1984). No caso da área de

estudo, foram classificados como Lv. Parte deles poderia também ser chert e ser classificada como Ls, porém teve-se o cuidado de fazer essa distinção.

Somente sílica pura é classificada como Qp. Um único microcristal de feldspato em um lítico vulcânico silicoso é contado como Lv, e uma única mica primária em um grão de quartzo policristalino o caracteriza como Lm (INGERSOLL et al., 1984).

A avançada substituição e oxidação dos grãos dificulta a identificação do mineral e/ou lítico original, por isso, tanto os feldspatos como líticos foram classificados como indiferenciados nessas situações.

Como nos diagramas ternários QFL e derivados não são considerados os minerais pesados, filossilicatos, minerais indefinidos e intraclastos, optou-se por não contá-los. Quando o ponto central do retículo caía em algum desses minerais, procurou-se identificar e contar o grão válido imediatamente seguinte. Assim os grãos contados foram exatamente grãos entre tipos de Q, F e L.

Na análise dos feldspatos, para diferenciação entre K-feldspato e plagioclásio, utilizou-se a técnica de tingimento com cobaltinitrito de sódio, que tingem de amarelo claro os minerais ricos em potássio.

O método de tingimento de lâminas delgadas, baseado em Müller (1967), consiste em colocar a parte polida da lâmina petrográfica exposta a vapores de ácido fluorídrico (concentração 48%) por 10 segundos, e em seguida, a lâmina é imersa em uma solução saturada de cobaltinitrito de sódio por 15 segundos. Ao final, mergulha-se suavemente e brevemente a lâmina em água para tirar o excesso do corante, e coloca-se a lâmina para secar. Como resultado uma película amarela clara de cobaltinitrito de potássio se forma na superfície dos K-feldspatos, enquanto que feldspatos sódicos e cálcicos não são tingidos. Micas e a matriz criptocristalina felsítica de líticos vulcânicos também são tingidos, mas são opticamente distinguíveis dos K-feldspatos.

Do total de 21 arenitos amostrados, somente 10 foram utilizados para contagem sistemática de grãos pois, além da restrição granulométrica, também houve restrição quanto à alta proporção de matriz ou de dissolução/ cimentação. Mesmo assim, todos foram descritos e quantificados de forma expedita, segundo a classificação composicional de Folk (1968). Especialmente os arenitos de granulometria grossa a conglomerática foram analisados em detalhe, inclusive com EDS-MEV, para calibração da petrografia com a composição mineralógica e diagenética. A composição modal dos arenitos foi determinada em dez lâminas delgadas: sete na Formação Cerro Puntudo e três na Formação El Relincho.

A fim de se obter uma composição modal representativa, e estatisticamente válida, em cada lâmina foram contados 300 pontos distribuídos de forma uniforme por toda a área da seção delgada. Segundo o gráfico de VanderPlas e Tobi de 1965 (Stanton e Wilson, 1994), 300 pontos contados correspondem a um grau de confiabilidade de 95%, caso os sucessivos pontos contados não levem a uma observação correlata. Para evitar possível comportamento correlato de grãos, deve-se utilizar em cada lâmina um espaçamento de *grid* maior do que o maior grão da amostra, e considerar também um espaçamento que inclua pontos distribuídos em toda área da lâmina delgada. Apenas em duas lâminas a varredura não foi uniforme: na CP-03 evitou-se uma área bioturbada e na CP-38b, que é matriz arenosa de um conglomerado, a malha de contagem foi distribuída entre dois seixos para excluí-los da contagem.

A análise de proveniência foi realizada no laboratório da Petrobras (CENPES/PDGeo/GSE) por meio do microscópio Zeiss Axio Imager A.2 e a contagem foi lançada no *software* Petroledge® à medida que o grão era caracterizado (Tabela 2). O *software* apresenta as opções de classificação do mineral detrítico e a forma como ocorre (como grão monomineralico ou em fragmento lítico específico). Para a confecção de diagramas ternários detalhados, esses dados foram exportados para uma planilha Excel® e manipulados no *software* livre Triplot®.

**Tabela 2:** Exemplo de contagem da amostra CP-53 utilizando o *software* Petroledge®

Conteúdo da Célula		Controle da Platina		Pontos
		Iniciar	Trilha	300 de 300
		Avançar	Controlador	Quantidade Percentual 100.00 %
Nº	Identificação do Constituinte	Pontos	%	... Observação
1	Fragmento de rocha vulcânica com textura traquítica - Como fragmento de rocha vulcânica - Alterado	11	3.67	
2	Fragmento de rocha vulcânica com textura porfírica - Como fragmento de rocha vulcânica -	1	0.33	
3	Fragmento de rocha vulcânica holocristalina - Como fragmento de rocha vulcânica -	45	15.00	parc alterada íltas
4	Fragmento de rocha vulcânica holocristalina - Como fragmento de rocha vulcânica - Alterado	3	1.00	
5	Fragmento de vitroclasto vulcânico - Como fragmento de rocha vulcânica -	4	1.33	
6	Fragmento de rocha vulcânica indiferenciado - Como fragmento de rocha vulcânica - Oxidado	18	6.00	
7	Feldspato potássico detrítico - Como grão monomineralico - Alterado	13	4.33	total albitizado e c/ cimento albita nas bordas
8	Microclínio detrítico - Como grão monomineralico -	1	0.33	tingimento sutil apenas nas bordas e fraturas, superf límpida
9	Plagioclásio detrítico - Como grão monomineralico -	19	6.33	subédrico, superf mais límpida, alteracao variavel para íltas e albita
10	Plagioclásio detrítico - Em fragmento de rocha vulcânica - Alterado	1	0.33	
11	Feldspato detrítico indiferenciado - Como grão monomineralico - Alterado	55	18.33	albitizado, íltizado, as vezes cmt albita
12	Feldspato detrítico indiferenciado - Como grão monomineralico -	8	2.67	macia chessboard, não tingido, cmt feldspático em volta
13	Feldspato detrítico indiferenciado - Em fragmento de rocha vulcânica - Alterado	1	0.33	
14	Quartzo detrítico monocristalino vulcânico - Como grão monomineralico -	18	6.00	euédrico, maioria das vezes maior (0,6mm)
15	Quartzo detrítico monocristalino - Como grão monomineralico -	34	11.33	sub a arredondado c/ cmt prévio
16	Quartzo detrítico monocristalino com extinção ligeiramente ondulante - Como grão monomineralico -	14	4.67	
17	Quartzo detrítico monocristalino com extinção fortemente ondulante - Como grão monomineralico -	7	2.33	
18	Quartzo detrítico monocristalino com extinção fortemente ondulante - Em fragmento de rocha metamórfica -	1	0.33	
19	Quartzo detrítico monocristalino - Em fragmento de rocha sedimentar -	1	0.33	em frag de arenito
20	Quartzo detrítico policristalino granoblástico - Como grão monomineralico -	21	7.00	ext lev ondulante, contatos planares a serrilhados
21	Quartzo detrítico policristalino granoblástico - Em fragmento de rocha metamórfica -	4	1.33	assoc c/ feldspatos e íltas
22	Fragmento de metavulcânica - Como fragmento de rocha metamórfica - Alterado	11	3.67	esverdeado, alterado para argilominerais
23	Fragmento de meta-siltito - Como fragmento de rocha metamórfica -	8	2.67	bandas de qzo ondulante, bandas fíossilicatos e leve s1
24	Fragmento de arenito - Como fragmento de rocha sedimentar -	1	0.33	

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Distribuição areal das associações de fácies

Os mapas das figuras 17 e 18 ilustram a distribuição espacial das associações de fácies, a localização das seções geológicas e dos perfis estratigráficos levantados, acamamentos medidos e pontos de campo.

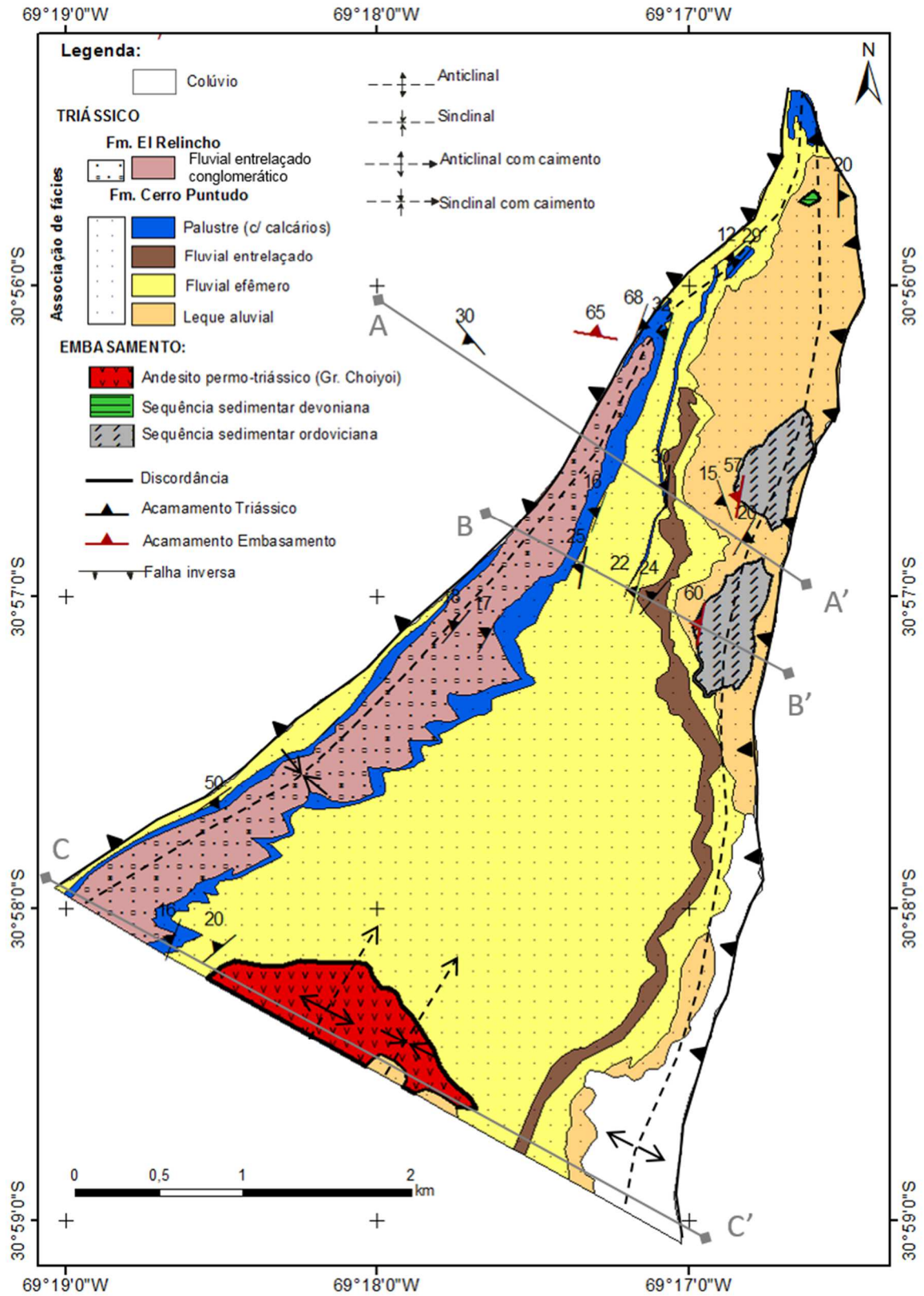
As seções geológicas A-A', B-B' e C-C' (Figura 21) foram traçadas perpendicularmente às estruturas e confeccionadas a partir do perfil de elevação do modelo digital de terreno (SRTM). A parte leste da seção C-C', do extremo sul, foi completada com base em fotointerpretação.

Na área de estudo, as falhas inversas possuem direção N-NE e mergulho para oeste, o que decorre em acamamentos com mergulho de baixo ângulo (15-25°) para oeste. Próximo aos limites das falhas, os estratos ocorrem dobrados, na forma de anticlinal suave a leste, e de sinclinal apertada a oeste (Figura 17, 19). Segundo Sessarego (1988), a falha oeste tem direção NNE-SSW e mergulho de 75° para NW.

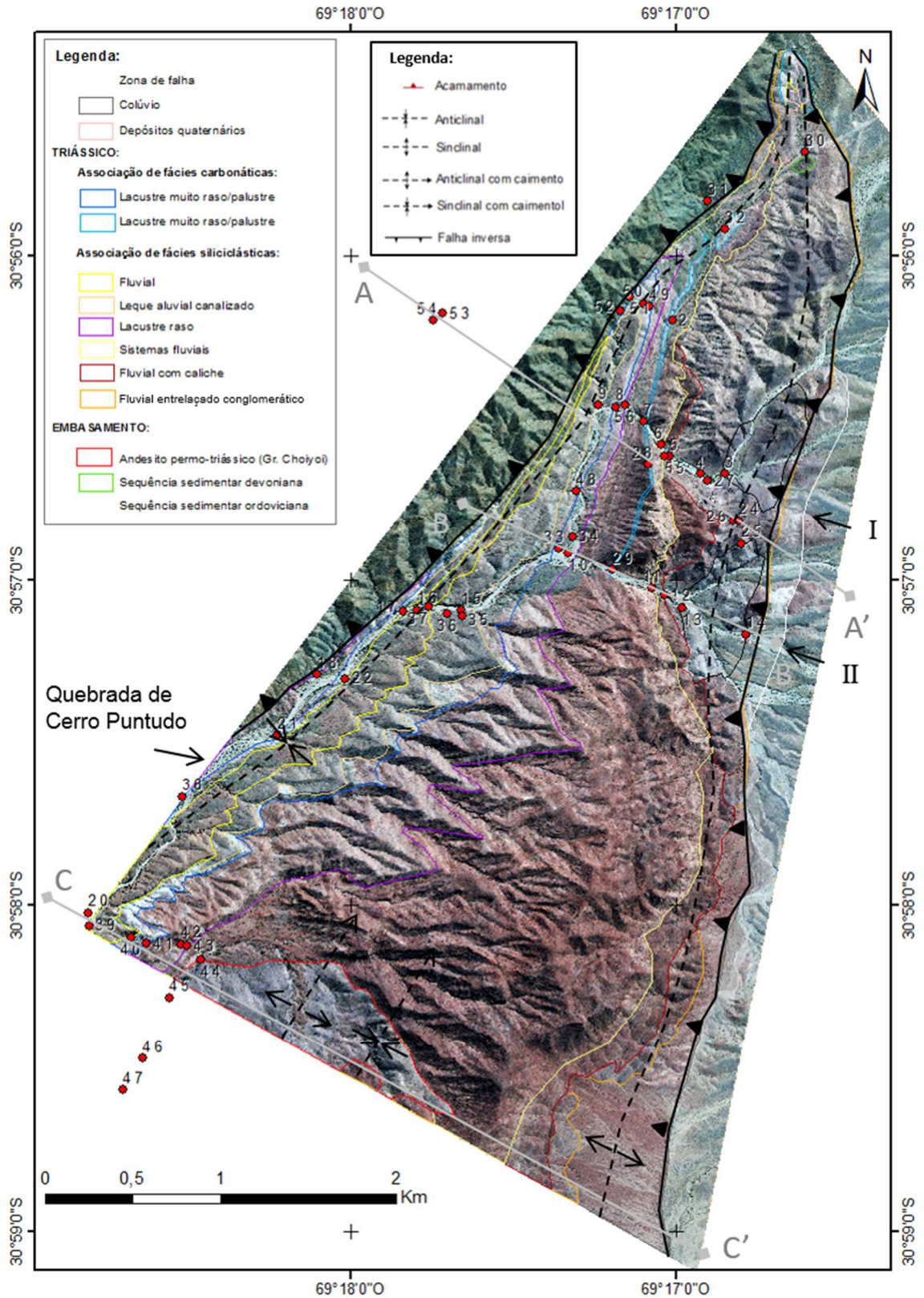
O embasamento desses estratos é principalmente de rochas sedimentares ordovicianas e de rochas vulcânicas permo-triássicas. Apenas localmente, no extremo norte da área, ocorre embasamento devoniano.

Os estratos ordovicianos afloram na porção nordeste da área, como núcleo da anticlinal associada à falha leste (Figura 20a). Nessa região os estratos triássicos basais possuem acamamento geral  $S_0=350^\circ/20^\circ W$ , em discordância angular de cerca de 35° (Disc=N-S/15°W) sobre o embasamento Ordoviciano ( $S_0=010^\circ/57^\circ W$ ), constituído por arenitos bastante cimentados (Figura 20b). Essa relação de discordância indica que os estratos ordovicianos foram deformados em um ciclo pré-Andino, que no contexto da Precordillera Occidental, poderia ser na Orogenia Chánica (Devoniano) ou na Orogenia San Rafael (Permiano). Os conglomerados basais triássicos, que se apoiam sobre esse substrato, contém predominantemente blocos e seixos de rochas vulcânicas, mas também clastos de arenitos do embasamento ordoviciano retrabalhados.

Já os andesitos do Grupo Choiyoi afloram como um anticlinal suave, com eixo inclinado para NNE, na porção sul da área (Figura 20c). No baixo relativo do embasamento vulcânico, extremo sul dos mapas das figuras 14 e 17, ocorre ampla



**Figura 17:** Mapa de associação de fácies da área da Quebrada de Cerro Puntudo. A-A', B-B' e C-C' indicam a localização das seções geológicas.



**Figura 18:** Imagens de satélite Word-View II no centro da área e ASTER nas adjacências. Destaque para os limites das associações de fácies, os pontos de campo, a localização da quebrada de Cerro Puntudo e das quebradas subordinadas, I e II, onde foram levantados os perfis estratigráficos.

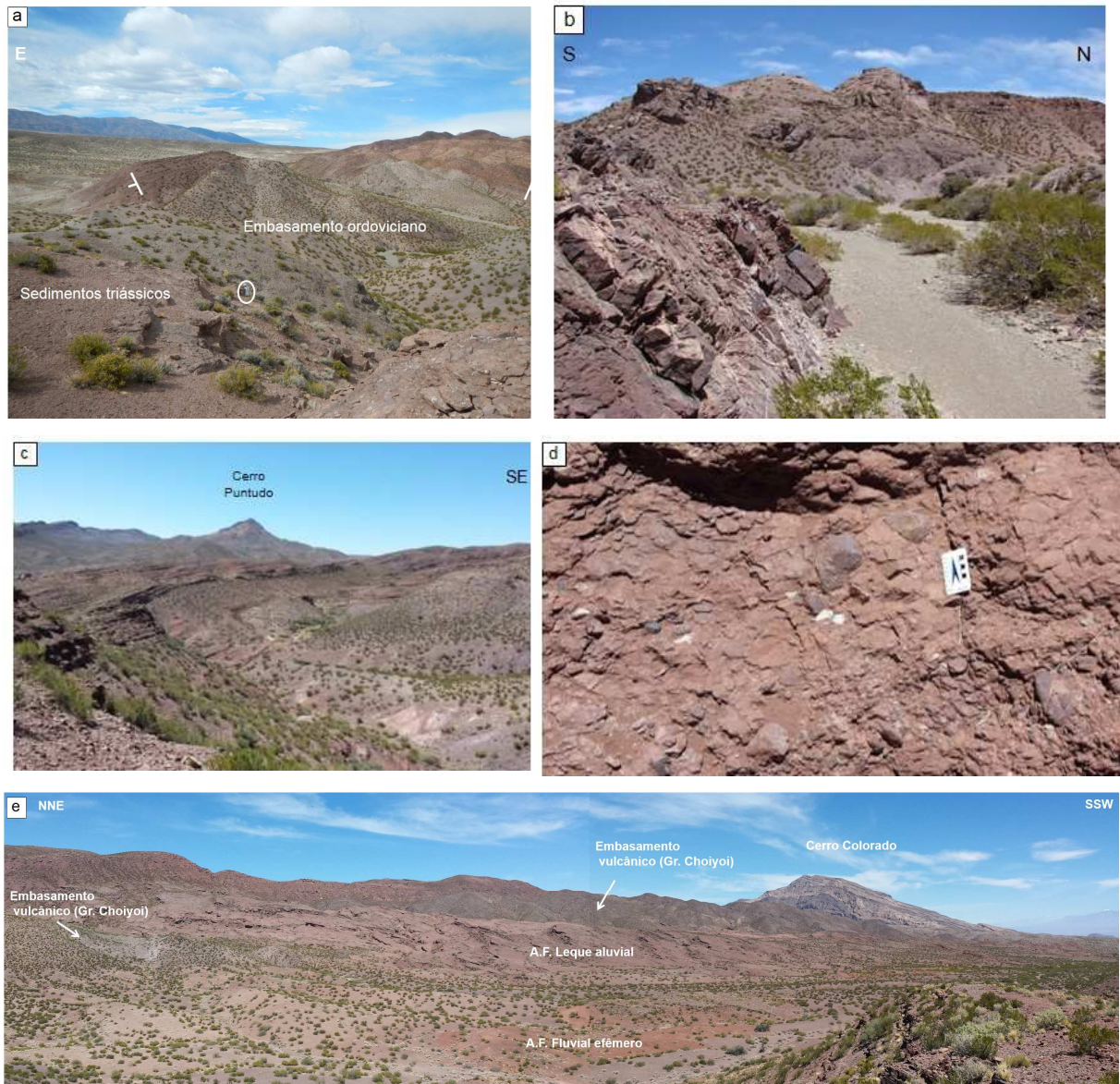
distribuição de conglomerados triássicos basais (associação de fácies leques aluviais) (Figuras 20e, 21:C-C'). Além disso, diferentemente da parte norte, estratos mais novos da sequência triássica também ocorrem diretamente sobre o embasamento (Figura 20e). Correspondem a conglomerados (associação de fácies fluvial entrelaçado) contendo seixos de andesito (Figura 20d).

Essa distribuição cartográfica dos sedimentos triássicos evidenciam que o depocentro era constituído por embasamento vulcânico do Grupo Choiyoi na parte sul-sudoeste, e por embasamento Ordoviciano e Devoniano na parte norte-nordeste. Os depósitos mais basais da sedimentação triássica ocorrem diretamente apoiados sobre esses embasamentos, entretanto, na parte sul da área, também ocorrem estratos triássicos mais novos, da associação de fácies fluvial efêmero, diretamente sobre rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi, o que evidencia um *onlap* (Figura 20e). Essa relação pode ser melhor visualizada na seção de correlação entre perfis verticais levantados na direção norte-sul (Figura 22) e indica relevo variável do embasamento do depocentro.

Nos mapas de distribuição das associações de fácies, nota-se que a maioria das associações de fácies se distribui por toda extensão N-S da área, exceto a associação de fácies palustre basal, que inclui um intervalo carbonático. As camadas de calcário dessa associação se afinam quase que completamente na direção sul da área (Ponto 29, Figura 17), o que caracteriza uma terminação de *pinch-out* em meio a associação de fácies fluvial efêmero. Além disso, observa-se também que a associação palustre superior tem redução de espessura das camadas calcárias no extremo sul da área (Ponto 40, Figura 17), conforme ilustra a seção da figura 22.



**Figura 19:** Sinclinal assimétrica apertada na porção oeste da área (ponto 38);



**Figura 20:** a) vista sul da anticlinal suave no leste da área (ponto 25), em seu núcleo aflora o embasamento ordoviciano (círculo é uma pessoa de escala); b) discordância angular entre embasamento ordoviciano, em primeiro plano, com conglomerados no topo dos morros; c) zona periclinal do anticlinal inclinado no sul da área (ponto 44) que expõe em seu núcleo embasamento de rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi; d) detalhe de conglomerado (associação fluvial entrelaçado) que ocorre direto sobre o embasamento Choiyoi, contendo clastos de andesito retrabalhados; e) vista do extremo sul da área (ponto 47) que mostra relevo variável no embasamento Choiyoi, com depósitos da associação leque aluvial e da associação fluvial efêmero.



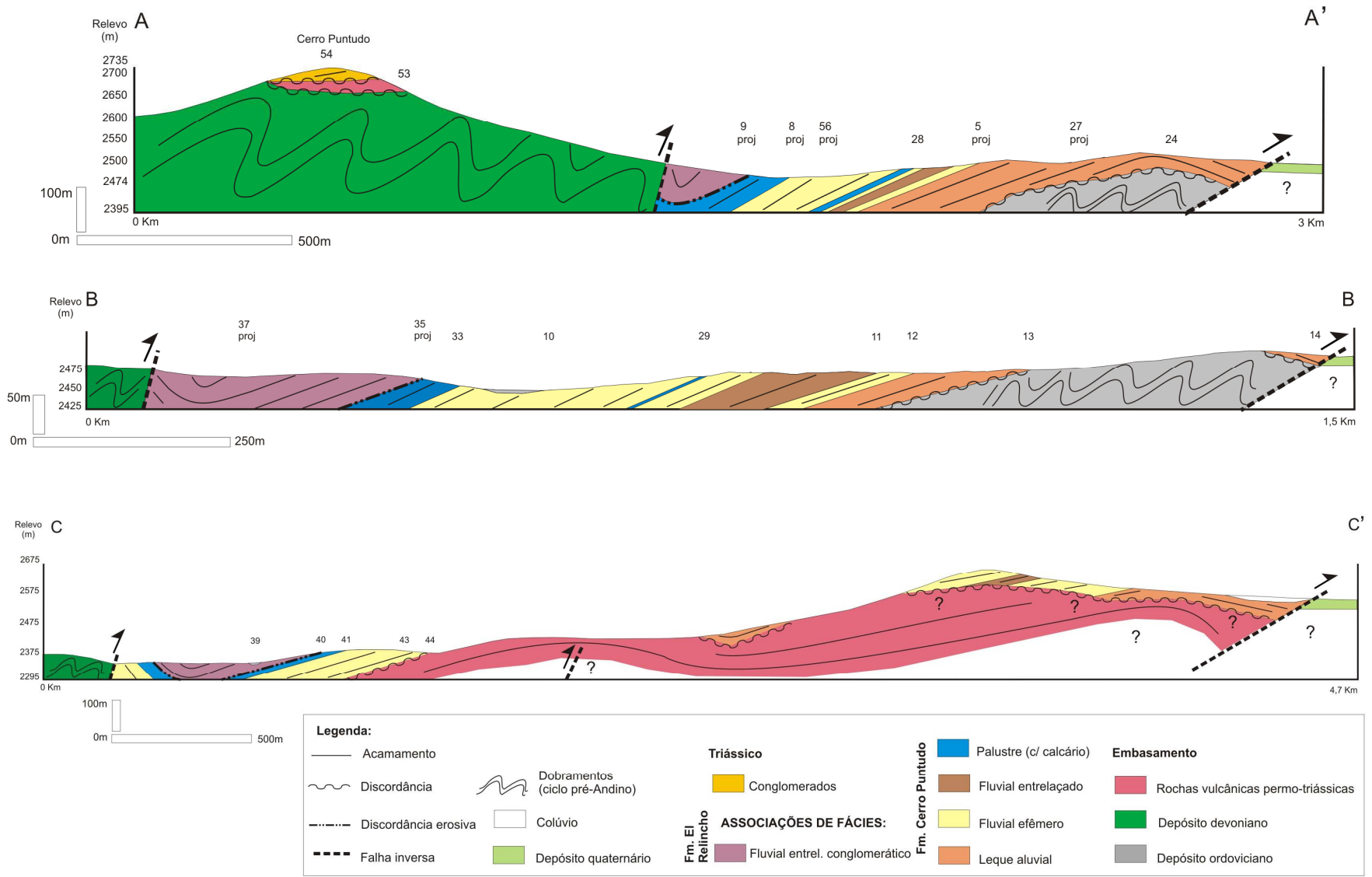
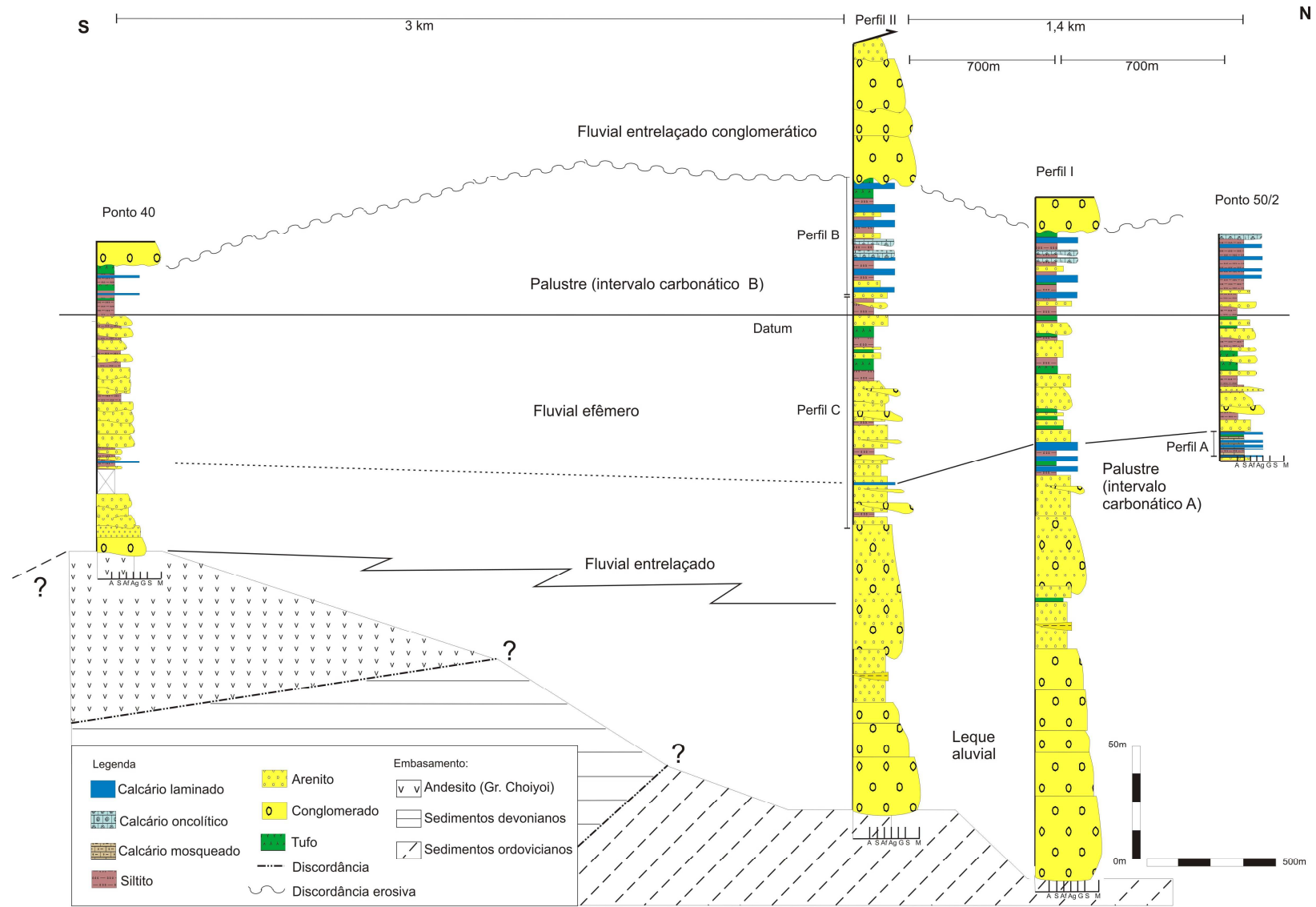


Figura 21: Seções horizontais da quebrada de Cerro Puntudo sem exagero vertical. Localização das seções na figura 24.



**Figura 22:** Seção de correlação N-S dos perfis levantados na área de estudo. Localização dos perfis e pontos na figura 18.

## 6.2. Litoestratigrafia

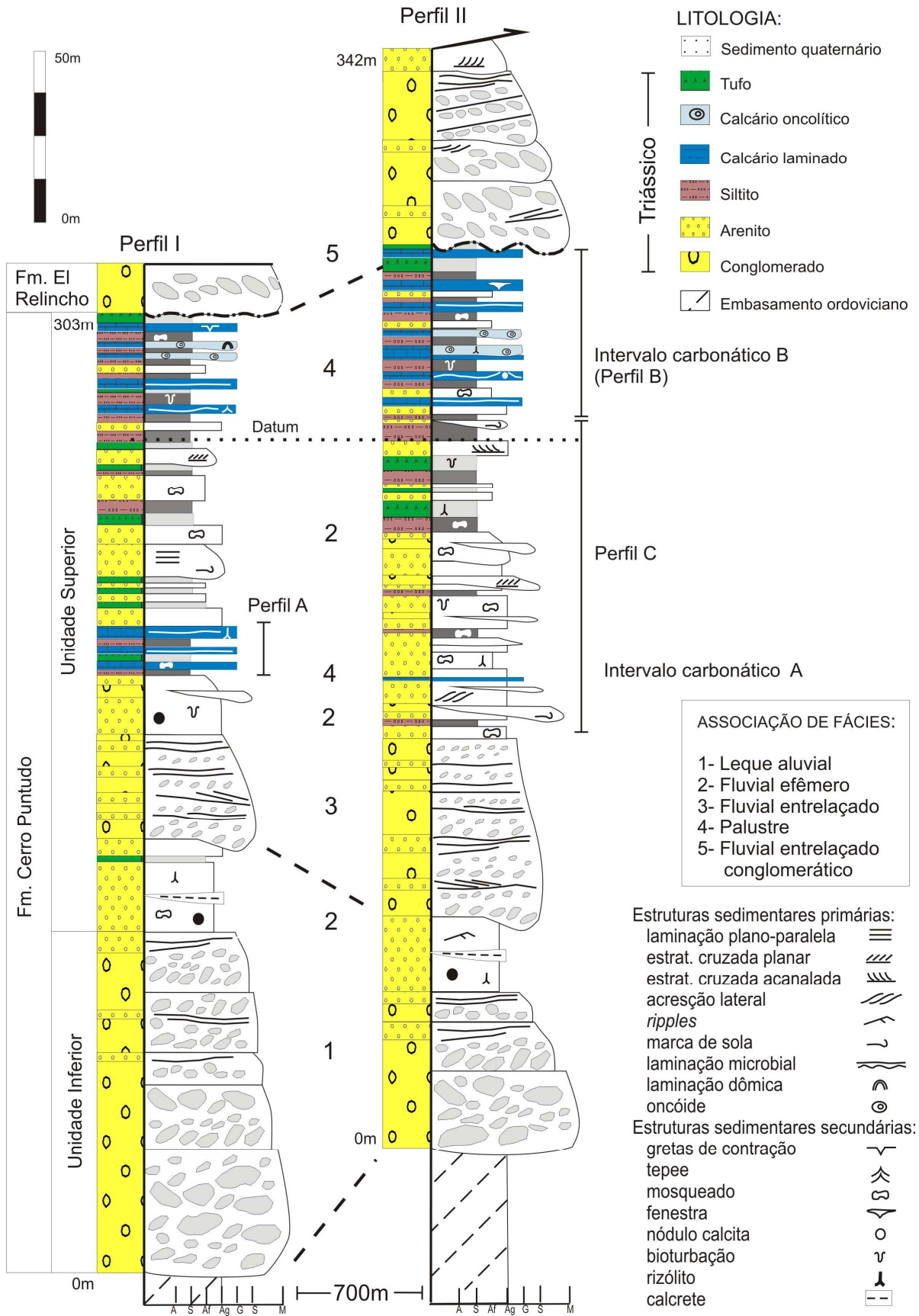
A seção triássica da Quebrada de Cerro Puntudo é subdividida em duas formações formais: Cerro Puntudo na base e El Relincho no topo (Mombrú, 1974) conforme ilustra a seção colunar da Figura 23.

A Formação Cerro Puntudo engloba a maior parte dos sedimentos aflorantes, com espessura máxima de 350m de sedimentos siliciclásticos com intervalos carbonáticos no topo. Essa formação pode ser dividida em duas unidades informais: Inferior e Superior, com base em agupamento de associações de fácies e tendências no padrão de empilhamento.

A unidade inferior é composta pela associação de fácies leque aluvial (dominado por fluxos gravitacionais de massa). A unidade Superior engloba variadas associações de fácies: inicia com fluvial efêmero, seguida por fluvial entrelaçado, apresenta na porção intermediária um intervalo palustre contendo sedimentos carbonáticos (intervalo carbonático A) intercalado a associação fluvial efêmero, e no topo apresenta um segundo intervalo palustre com sedimentos carbonáticos (intervalo carbonático B).

A Formação El Relincho ocorre sobreposta a Formação Cerro Puntudo por meio de uma discordância erosiva. Ela possui cerca de 50m de espessura, sendo truncada no topo pela falha inversa do oeste da área. A Formação El Relincho é formada pela associação de fácies fluvial entrelaçado conglomerático.

Foram levantadas duas seções colunares completas da sequência triássica em duas quebradas que interceptam quase perpendicularmente os estratos. Na Quebrada I foi levantado o Perfil I e, a cerca de 700m a sul, na Quebrada II mediu-se o Perfil II.



**Figura 23:** Seção colunar vertical nas quebradas I e II com litoestratigrafia e divisão das associações de fácies.

### 6.3. Fácies e associações de fácies predominantemente siliciclásticas

As fácies e associações de fácies predominantemente siliciclásticas são resumidas nas tabelas 3 e 4 a seguir. O ordenamento adotado para as tabelas é a energia deposicional dos depósitos, da maior para menor, baseado nos trabalhos de síntese de Ashley (1990), Miall (1996), Nemeč e Steel (1984) para a interpretação do processo formador das fácies. No texto, a descrição também segue tal ordenamento.

**Tabela 3:** *Resumo das fácies predominantemente siliciclásticas.*

FÁCIES	GEOMETRIA/ ESPESSURA	DESCRIÇÃO RESUMIDA	PROCESSO	TRAMA/ MODIFICAÇÃO
Brecha maciça	Tabular / dcm	Composta por seixos suportados por matriz argilosa	Fluxo de detritos coesivo	Desorganizada
Conglomerado de matacões pobremente estratificado	Tabular / 2-3m	Ortoconglomerado maciço c/ níveis de clastos imbricados subordinados	Fluxo de detritos não coesivo c/ etapa de corrente	Desorganizada
Conglomerado maciço a estratificado	Tabular / m/dcm	Ortoconglomerados de blocos e seixos c/ matriz arenosa	Fluxo de detritos não coesivo	Desorganizada
Conglomerado de blocos c/ estratificação incipiente	Tabular ) / 2-3m	Ortoconglomerados c/ seixos e matacões, estratificação horizontal e clastos imbricados	Tração em fluxo turbulento	Organizada
Conglomerado de seixos imbricados estratificado	Tabular / 30-60cm	Ortoconglomerados com estratificação horizontal e gradação normal	Tração em fluxo turbulento	Organizada
Conglomerado lenticular c/ gradação normal	Lentes / 30cm-1,5m	Paraconglomerados de matriz arenosa com seixos/blocos, mal selecionados, maciços	Deposição por fluxo turbulento	Desorganizada a organizada
Conglomerado/ arenito estratificados	Corpos em lençol / 15-30cm	Intercalação de lags de seixos e arenitos maciços ou c/ estratificação cruzada planar	Tração (inundação/ dissipação fluxo)	Organizada
Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo	Cunhas / 20-40 cm	Granulometria média a grossa, com seixos na base, no topo dos conglomerados de blocos	Tração em regime de fluxo superior	Organizada
Arenito com estratificação cruzada planar/acanalada	Tabular ou cunhas / 10-80cm	Granulometria fina a média com truncamentos erosivos que conferem geometria em cunha	Tração em regime de fluxo inferior	Organizada
Arenitos sigmoidais	Lentes sigmoidais / 30cm-1m	Granulometria grossa com marcas de sola na base que evidenciam acreção lateral	Acreção por tração em regime de fluxo inferior	Organizada
Arenito maciço a laminado lenticular	Lentes / 20cm – 1,5m	Granulometria grossa a fina, c/ laminação plano-paralela, seixos, marcas de sola, lineação de partição, localmente mosqueado	Tração em regime de fluxo superior	Desorganizada a organizada; pedogênese
Arenito em fita	Corpos em fita / 25-40cm	Granulometria média a grossa com estratificação cruzada acanalada	Tração em regime de fluxo inferior	Organizada
Arenito tabular bioturbado	Corpos lençol 15-30cm	Granulometria fina a média, maciço ou c/ estratificação cruzada planar	Tração em regime de fluxo inferior	Bioturbação
Arenito c/ laminação cruzada cavalgante	Tabular / 10-20cm	Granulometria fina c/ nódulos calcíticos e bioturbação	Suspensão regime de fluxo inferior	Pedogênese
Siltito mosqueado/ bioturbado	Tabular / 10cm-2m	Laminação heterolítica de silte e argila, c/ nódulos de calcita	Decantação	Bioturbação pedogênese
Tufo bioturbado	Tabular / 10cm-2m	Vulcanoclastos (vitroclastos e shards) tamanho silte a areia c/ gradação normal, mosqueado	Depósito de queda piroclástico	Bioturbação pedogênese
Crosta carbonática laminada c/ rizólitos	Nível tabular / 1-8cm	Níveis micríticos sub-horizontais discordantes c/ rizólitos	Calcretização	Bioturbação pedogênese

**Tabela 4:** *Resumo das associações de fácies predominantemente siliciclásticas e principais fácies.*

<b>ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES</b>	<b>• PRINCIPAIS FÁCIES</b>
Leque aluvial (dominado por fluxos gravitacionais de massa)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Conglomerado de matacões pobremente estratificado</li> <li>• Brecha maciça</li> <li>• Conglomerado maciço a estratificado</li> <li>• Conglomerado/arenito estratificados</li> <li>• Arenito maciço lenticular</li> </ul>
Fluvial entrelaçado conglomerático	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Conglomerado de blocos com estratificação incipiente</li> <li>• Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo</li> <li>• Arenito com estratificação cruzada planar/acanalada</li> <li>• Conglomerado lenticular com gradação normal</li> </ul>
Fluvial entrelaçado	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Conglomerado de seixos imbricados estratificado</li> <li>• Conglomerado lenticular com gradação normal</li> <li>• Arenito com estratificação cruzada planar</li> </ul>
Fluvial efêmero	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Conglomerado lenticular com gradação normal</li> <li>• Conglomerado/arenito estratificados</li> <li>• Arenito maciço a laminado lenticular</li> <li>• Arenitos sigmoidais</li> <li>• Siltito mosqueado/bioturbado</li> <li>• Tufo bioturbado</li> <li>• Crosta carbonática laminada com rizólitos</li> </ul>
Palustre	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Arenito maciço a laminado lenticular</li> <li>• Arenito com estratificação cruzada planar</li> <li>• Arenito em fita</li> <li>• Arenito tabular bioturbado</li> <li>• Siltito mosqueado/bioturbado</li> <li>• Tufo bioturbado</li> </ul>

### **6.3.1. Associação Leque aluvial (dominado por fluxos gravitacionais de massa)**

A associação de fácies leques aluviais (dominados por fluxos gravitacionais de massa) corresponde a unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo. Ela ocorre na base da seção triássica, em discordância angular de cerca de 35° sobre o embasamento ordoviciano, constituído por arenitos bastante cimentados.

A associação possui coloração rosada na base e cinza-esbranquiçada para o topo (Figura 24). Apresenta distribuição areal bastante contínua por toda área de estudo, enquanto que a espessura é variável (Figura 23), o que pode ser devido a um controle topográfico do embasamento.

No geral, essa associação de fácies é caracterizada na base por conglomerados de blocos desorganizados pobremente estratificados, com

subordinadas brechas maciças, e gradativamente para o topo por conglomerados mais estratificados com maior intercalação de arenitos.



**Figura 24:** Visão panorâmica dos depósitos de leques aluviais na Quebrada I.

Os **conglomerados de matacões pobremente estratificados** ocorrem como camadas tabulares, com espessura média de 2-3m, limitadas por superfícies não erosivas (Figura 25a). Internamente, os bancos têm aspecto maciço, com distribuição heterogênea do tamanho dos clastos e ausência de gradações ou estratificações, o que marca uma trama desorganizada. Apenas localmente ocorrem níveis decimétricos de seixos/blocos imbricados, que definem melhor a estratificação. A paleocorrente nesses níveis imbricados é para leste-sudeste (Figura 25b).

Texturalmente correspondem a ortoconglomerados mal selecionados, polimodais, com granulometria variável entre matacão a seixo, mas predominantemente de blocos (calhaus), com eixo longo médio de 15-20cm. Nos 10m basais há um predomínio de fração 10-15cm, enquanto que matacões se concentram apenas na base. Estes ocorrem em maior proporção a partir dos 10m, com eixo longo no geral de 30 a 40cm, e chegam a atingir 90cm. Os clastos são subangulosos a subarredondados, enquanto que os matacões maiores que 50cm são preferencialmente subarredondados. Também ocorrem níveis subordinados com clastos angulosos, típicos de brechas sedimentares. A morfologia predominante dos clastos é tabular. Todas essas características indicam baixa maturidade textural.

A matriz entre os clastos do ortoconglomerado é arenosa, de granulometria fina a muito grossa, com grânulos, mal selecionada e imatura, com grãos angulosos

a subangulosos, e composição litarenítica. Na base da seção, ocorre cimento precoce de calcita grossa entre os clastos, o que denota espaço poroso no momento da deposição.

Os conglomerados de blocos são monomíticos, com predomínio de fragmentos de rochas vulcânicas, principalmente andesito de cor roxa, e subordinadamente riolito, de cor rosada. Apenas localmente há seixos de tufo e de aglomerado (fragmento retrabalhado do próprio conglomerado). Próximo à discordância basal, os conglomerados são compostos também por fragmentos líticos de arenito do embasamento retrabalhado, na forma de blocos e matacões (eixo longo 30-40cm). Essa composição de líticos do embasamento também é observada na matriz arenosa do conglomerado próximo à base (amostra CP-37). A 5m da base a proporção de seixos de arenito do embasamento diminui para 5%.

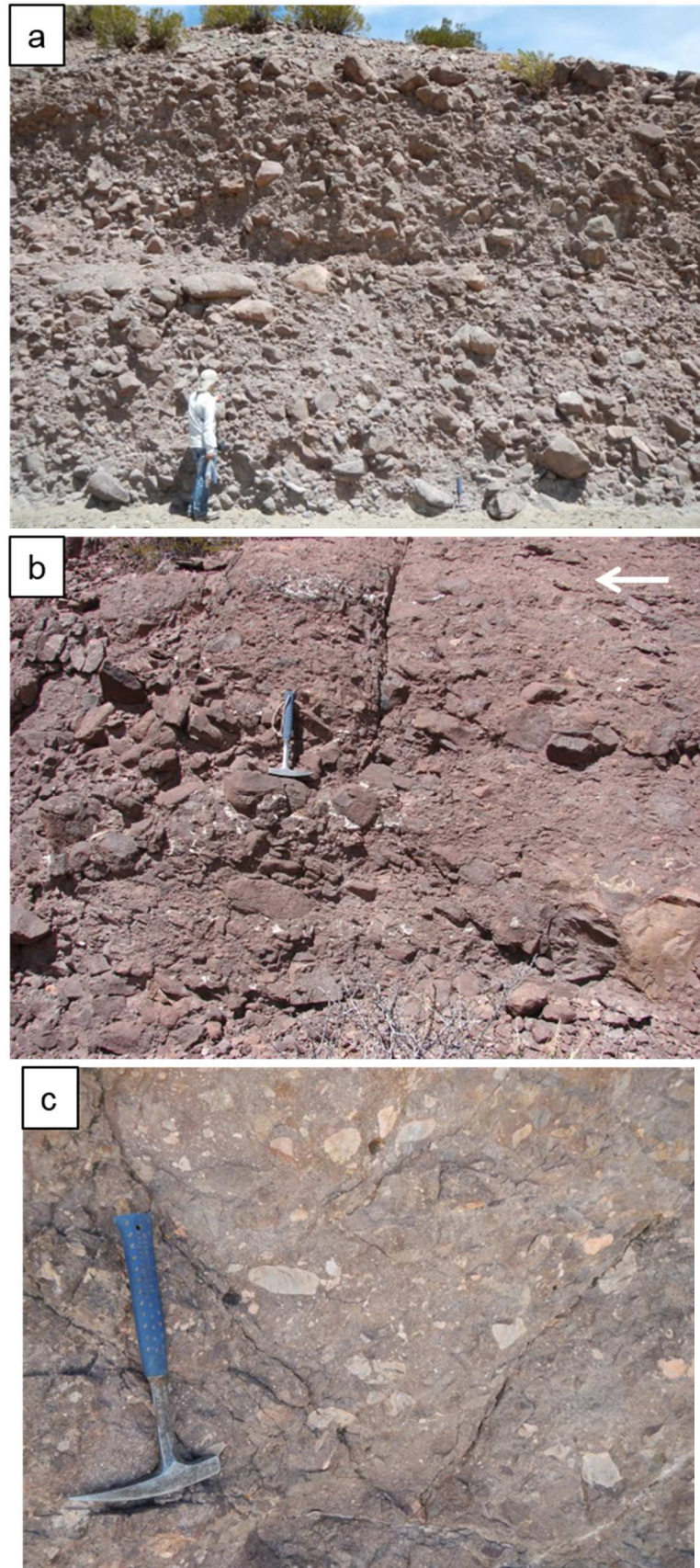
Interpreta-se que a fácies conglomerado de matacões pobremente estratificado foi depositada por fluxos de detritos não coesivo com etapas subordinadas de correntes aquosas (*stream flows*).

Localmente ocorrem intercalações de camadas decimétricas de **brechas maciças**, com base não erosiva, e trama maciça, onde os clastos ocorrem de forma desorganizada. Essas brechas são suportadas por matriz argilosa, de cor cinza, e são compostas por seixo fino a grosso, anguloso/subanguloso, de composição andesítica. (Figura 25c). Essa fácies é interpretada como depositada por fluxo de detritos coesivo.

Níveis de **arenito maciço lenticular** tem ocorrência restrita, como corpos de geometria lenticular, maciços, de 1,5m de extensão e até 20cm de espessura, com base erosiva côncava nos ortoconglomerados. São litarenitos de granulometria grossa/muito grossa, com grânulos, mal selecionados e grãos bastante angulosos. São compostos por fragmentos de rochas vulcânicas (andesitos e riolitos) e subordinadamente por fragmentos de arenito do embasamento (amostra CP-36). Essa fácies é interpretada como preenchimento de pequenos canais em regime de fluxo superior.

Em direção ao topo, gradativamente os conglomerados se tornam mais estratificados e intercalados a arenitos. A estratificação é ressaltada pelos níveis arenosos decimétricos, de 10-15cm, que são mais contínuos e frequentes do que as ocorrências basais (Figura 32).





**Figura 25:** a) Conglomerado de matacões pobremente estratificados; b) camada de blocos e seixos imbricados para a esquerda, e níveis com cimento calcítico; c) brecha maciça suportada por matriz argilosa.

Os **conglomerados maciços a estratificados** compõem camadas métricas a submétricas, com trama desorganizada, caracterizada pela distribuição heterogênea de clastos (Figura 26a). São ortoconglomerados mal selecionados, com clastos subangulosos/subarredondados de geometria tabular (baixa esfericidade), e caráter monomítico (andesitos/riolitos). Diferenciam dos conglomerados basais pelo menor tamanho médio dos clastos, que varia entre seixo e bloco, e pela maior quantidade de matriz silto-arenosa entre os clastos. Essa matriz é mal selecionada, composta por grãos muito finos a médios, localmente muito grossos/grânulos e com fração silte dispersa (amostra CP-38b). Essa fácies é interpretada como produto de fluxo de detritos não coesivo.

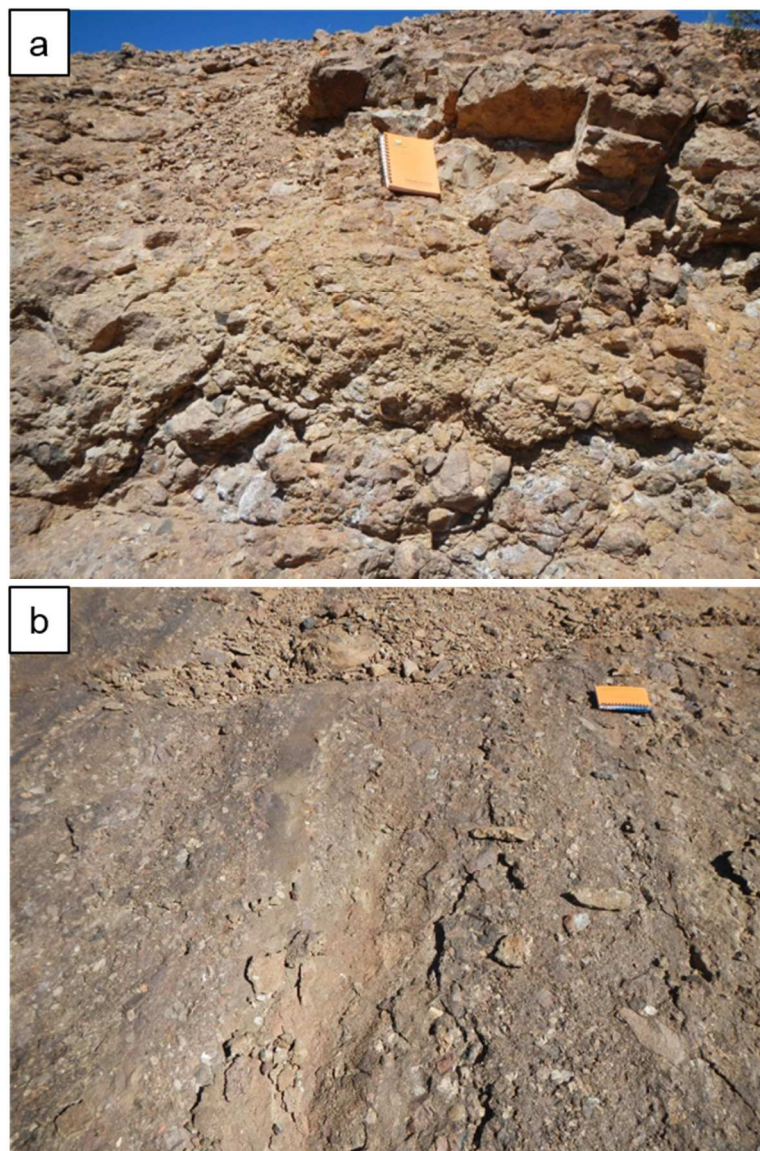
Os níveis de **conglomerado/arenito estratificados** apresentam corpos com geometria em lençol (*sheet-like*), com 15cm de espessura. A estratificação é marcada por alternância de conglomerados e arenitos (Figura 26b). A base das camadas é erosiva e composta por seixos imbricados suportados por matriz arenosa, subangulares e tabulares, de composição vulcânica (*lags* conglomeráticos). Imediatamente acima ocorre arenito maciço mal selecionado, caracterizado por granulometria fina-média, localmente com grânulos, e variada proporção de matriz síltico-argilosa. Essa fácies é interpretada como formada por correntes aquosas trativas onde os seixos são depositados na etapa de inundação e a areia na etapa de dissipação do fluxo. Delgadas intercalações (poucos centímetros) entre conglomerados e arenitos podem ocorrer devido a inundações não canalizadas em porções mais distais de leques aluviais (NEMEC e STEEL, 1984).

Essa associação de fácies, composta por rochas rudáceas (conglomerados e brechas) de baixa maturidade textural, pobremente estratificadas e organizadas, corresponde a depósitos típicos de leques aluviais dominados por fluxos gravitacionais de detritos (*debris flow*). As fácies basais, predominantemente conglomerados de matacões, com restrita atuação de correntes e localizados arenitos, indicam condições de alto gradiente de relevo, a partir da falha de borda.

Já as fácies conglomerado/arenito estratificados, cada vez mais comuns para o topo, indicam importante atuação de correntes aquosas (*stream flows*) nos depósitos. Essa influência caracteriza leques mais amplos arealmente, formados por uma rede de drenagem mais importante, que ocorre em condição de menor gradiente de relevo. Para o topo, processos de fluxo de detritos continuaram atuando na

deposição de conglomerados maciços, porém o menor tamanho médio dos clastos e maior conteúdo de matriz arenosa também indicam redução do gradiente topográfico e maior desconfinamento dos fluxos.

Assim, interpreta-se que a associação de fácies leques aluviais são inicialmente influenciadas por processos de fluxo de detritos em contexto de alto gradiente de relevo e progressivamente para o topo, os fluxos de detritos são mais desconfinados e correntes aquosas passam a ser mais importantes, implicando em diminuição de gradiente de relevo.



**Figura 26:** a) Ortoconglomerado suportado pelos clastos com matriz arenosa; b) arenito conglomerático estratificado com seixos orientados segundo o acamamento.

### 6.3.2. Associação Fluvial entrelaçado conglomerático

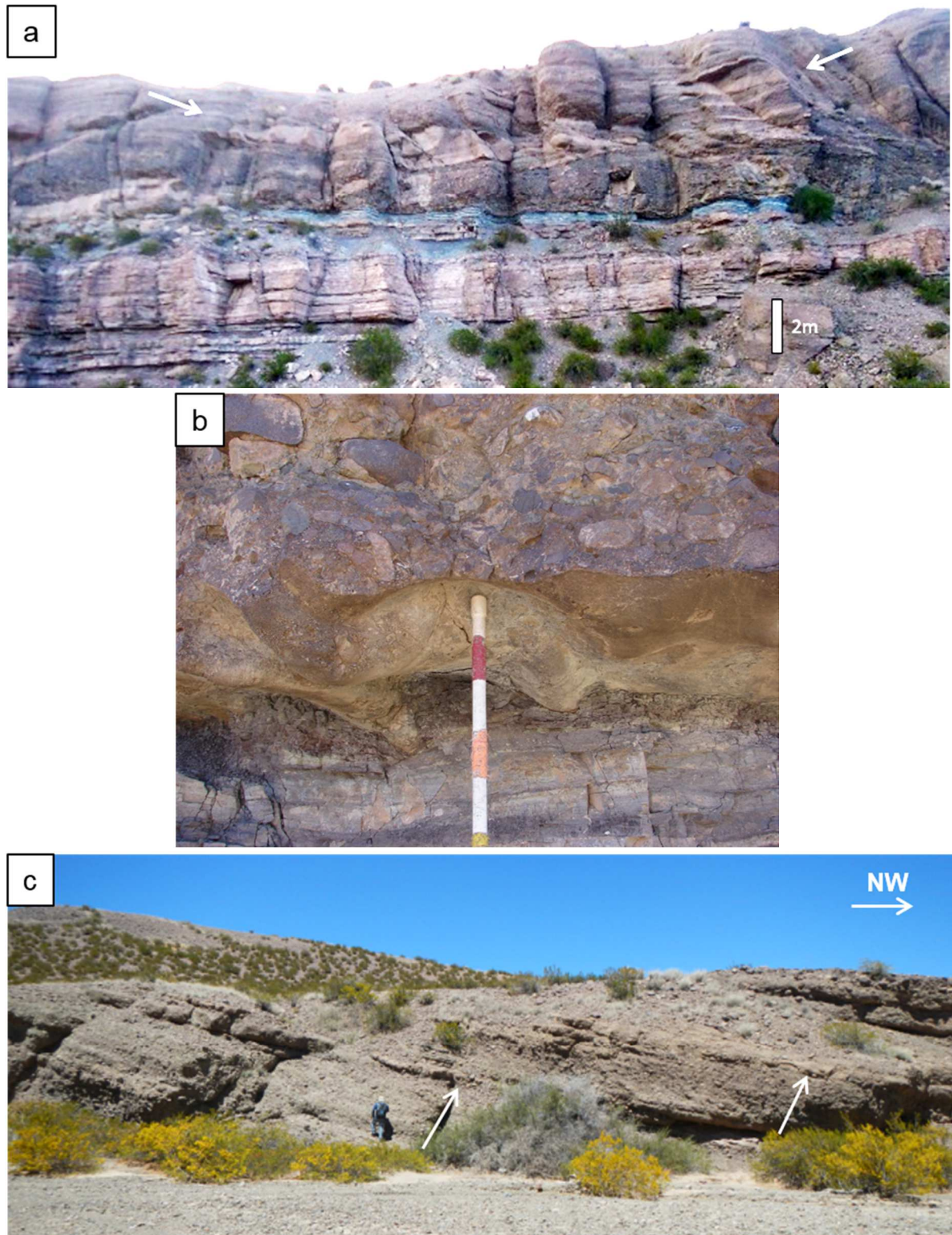
A associação de fácies Fluvial entrelaçado conglomerático caracteriza-se por ortoconglomerado de blocos c/ estratificação incipiente e subordinadamente por arenitos com estratificação cruzada. Essa associação corresponde à Formação El Relincho, que ocorre sobre tufos e carbonatos da unidade Superior da Formação Cerro Puntudo, por meio de uma notória discordância erosiva (Figura 27a). Na escala de afloramento, observa-se erosão com 2m de ausência de seção, mas em escala mais ampla, na correlação entre perfis distantes 700m, a ausência de seção chega a 18m. Na base da discordância, são observadas marcas de escavação e preenchimento (*scour marks*) (Figura 27b).

Em imagem de satélite, a associação fluvial entrelaçado conglomerático corresponde a um intervalo esverdeado de textura rugosa, que, na parte norte da área, é truncado estruturalmente pela falha inversa a oeste da área.

O **conglomerado de blocos com estratificação incipiente** é caracterizado por estratificação horizontal a levemente inclinada incipiente (*crudely bedded*) e por colaração esverdeada. São ortoconglomerados com clastos de granulometria entre matacão (de 25 a 30cm) a seixo, com duas modas principais de blocos, de 10-15cm, e de seixos, de 2-6cm. Os clastos são arredondados a subarredondados, com geometria esférica a tabular. Apesar de sustentado por clastos, há também matriz de cor esverdeada composta por areia grossa a grânulo.

A estratificação dos conglomerados define camadas de 2-3m de espessura (*sets*) que ocorrem acrescidas longitudinalmente na direção noroeste (acresção *downstream*) (Figura 27c). Essa estratificação métrica é dada por mudança textural no tamanho dos clastos (Figura 83c, seção 6.7) e/ou quantidade de matriz arenosa ou por cunhas arenosas (fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo) no topo das camadas conglomeráticas (Figura 27c). Internamente às camadas métricas (*sets*), ocorrem blocos/seixos imbricados que indicam sentido para noroeste (Figura 28b), paleofluxo que difere das demais associações posicionadas abaixo da discordância (Figura 27a).

Sob a ótica de composição, os conglomerados são polimíticos, caracterizados por fragmentos de rochas vulcânicas: andesitos, riolitos, ignimbritos; e de rochas metamórficas esverdeadas: metabásicas e rochas metassedimentares.



**Figura 27:** a) *Discordância erosiva entre associação fluvial entrelaçado conglomerático (topo) e palustre (base); setas brancas indicam cunhas arenosas intercaladas às camadas conglomeráticas;* b) *marca de escavação e preenchimento na base do conglomerado;* c) *camadas de conglomerado com estratificação incipiente e acresção downstream para NW (barras); as setas apontam o topo com arenito com estratificação de baixo ângulo.*

A matriz arenosa também é esverdeada devido aos grãos líticos metamórficos e devido à matriz argilosa/filmes de alteração em torno dos grãos.

Essa fácies é interpretada como formada por processos trativos em fluxo turbulento, no meio de canais entrelaçados, como formas de leito longitudinais. Em condições de alta descarga de água e sedimentos (*high stage flow*), o depósito de cascalho no meio do canal cresce para o topo e na direção justante (*downstream*) pela adição de clastos, resultando em camadas com estratificação sub-horizontal (HEIN e WALKER, 1977), denominadas barras longitudinais (MIALL, 1996). O tamanho das barras conglomeráticas, que atinge 3m de espessura, indica grandes canais fluviais.

A fácies **arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo** ocorre como cunhas de 20-40cm de espessura no topo da fácies conglomerado de blocos com estratificação incipiente. São arenitos médios a grossos, com grânulos moderadamente selecionados, que por vezes apresentam seixos na base. São litarenitos (amostra CP-52) a litarenitos feldspáticos (amostra CP-53). Possuem estratificação cruzada de baixo ângulo, o que denota tração em regime de fluxo superior (Figura 28b). Como essa fácies arenosa ocorre no topo das camadas conglomeráticas (Figura 27c), interpreta-se que ela seja depositada do estágio final de fluxos turbulentos que formam as barras conglomeráticas. Nesse contexto interno aos canais entrelaçados, as fácies arenosas são facilmente erodidas nos fluxos turbulentos seguintes, o que confere a elas uma geometria em cunha.

Subordinadamente, ocorre a fácies **conglomerado lenticular com gradação normal** que corresponde a camadas de 2-5m de largura e espessura métrica limitadas por superfícies erosivas côncavas, o que denota o perfil de canais fluviais (Figura 28c). São conglomerados suportados por matriz arenosa grossa a muito grossa, contendo grânulos, constituídos predominantemente por blocos e seixos. Também apresentam composição polimítica. Essa fácies possui trama desorganizada de aspecto maciço e mais restritamente apresenta gradação normal. É interpretada como preenchimento de canais fluviais por fluxo turbulento.

Próximo ao topo, cerca de 50m acima da discordância erosiva, observa-se um intervalo mais avermelhado onde as camadas de arenito são mais espessas e mais frequentes do que as camadas conglomeráticas. Os conglomerados possuem espessura média de 1m com seixos e blocos de menor tamanho, enquanto que as camadas arenosas correspondem a uma fácies distinta de **arenito com**

**estratificação cruzada planar/acanalada** (amostra CP-54). Essa variação textural caracteriza um ciclo granodecrescente desde a base.

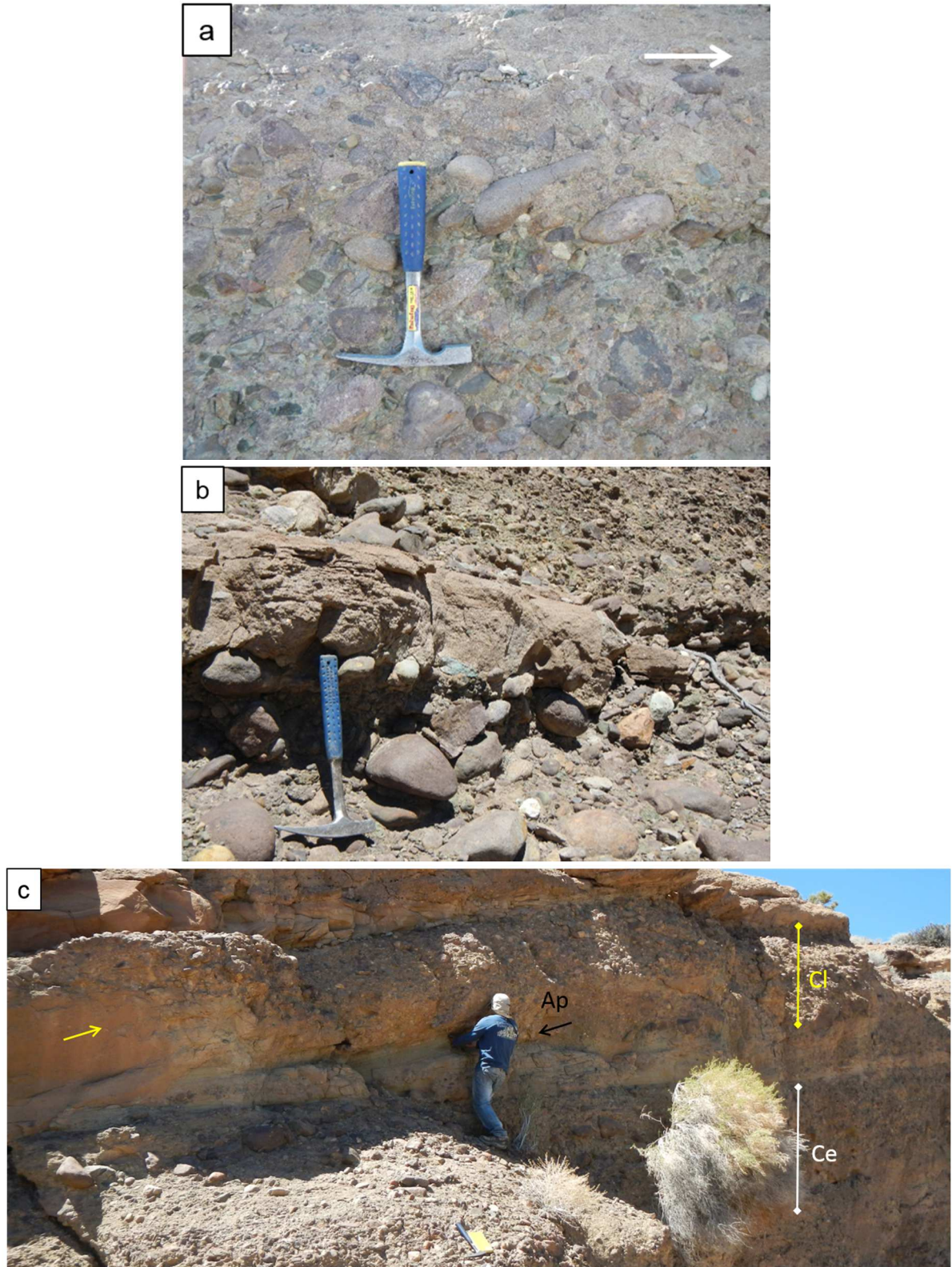
A fácies arenosa do topo possui geometria em cunha, de cor esverdeada a esbranquiçada, espessura entre 30cm a 80cm e extensão entre 2 a 15m. São arenitos bem selecionados, fração fina a média, subarredondados/subangulares, de composição litarenito-feldspática (amostra CP-54). Possuem estratificação cruzada planar ou acanalada cujas paleocorrentes também indicam direção para noroeste. Comumente essas camadas arenosas são truncadas erosivamente por conglomerados, o que lhes configura uma geometria em cunha (Figura 28c).

Essa fácies é interpretada como formas de leito arenosas (dunas bi/tridimensionais) em canais entrelaçados, depositadas por tração, em regime de fluxo inferior, durante as etapas de menor descarga de água e sedimentos (*low stage flow*) adjacentes às barras conglomeráticas.

É interessante notar que próximo a base da Formação El Relincho, as fácies arenosas apresentam cor esverdeada, o que é bastante contrastante da cor avermelhada das fácies da Formação Cerro Puntudo. A cor esverdeada se deve aos fragmentos líticos metamórficos e sedimentares, que caracterizam uma proveniência diferenciada, mas também é observada na matriz argilosa/filmes de alteração dos arenitos, e pode estar relacionada a minerais de ferro não oxidados (Figura 90a, capítulo Proveniência). Já nas amostras da Formação Cerro Puntudo, geralmente os grãos apresentam uma película de óxido de ferro avermelhada nas bordas, especialmente notável em arenitos da associação de fácies fluvial efêmero.

A associação de fácies descrita, composta principalmente por fácies conglomeráticas de barras longitudinais, e por subordinadas fácies arenosas e conglomerados de preenchimento de canal, caracteriza um sistema fluvial entrelaçado conglomerático. Interpreta-se um rio bastante expressivo, pois as barras conglomeráticas possuem grande espessura (2-3m), compostas por matacões e blocos arredondados que evidenciam grande capacidade de transporte e retrabalhamento.

Ressalta-se que fácies como essas ocorrem também em contexto de leques aluviais dominados por correntes (leques fluviais), tal como descrito por Nemec e Postma (1993) para o leque fluvial quarternário de Creta na Grécia, composto por alternâncias entre conglomerados de barras (*channel bars*) e conglomerados de



**Figura 28:** a) Seixos e blocos imbricados na direção da seta; b) Cunha de arenito com estratificação de baixo ângulo contendo seixos na base; c) Arenito com estratificação cruzada planar (Ap) entre camadas de conglomerado com estratificação incipiente (Ce) e conglomerado lenticular com gradação normal (Cl).



preenchimento de canais (*channel bar lags*). Um sistema deposicional como esse pode ser melhor caracterizado por paleocorrentes com geometria distributária (STANISTREET e MCCARTHY, 1993), porém tal padrão é de difícil identificação em afloramentos, devido à grande magnitude dos leques fluviais se comparada ao tamanho reduzido de afloramentos (COLLINSON, 1996). Leques fluviais podem desenvolver por até 120km na direção transversal (diâmetro) e 160km na direção longitudinal como exemplo do leque do rio Kosi, na Índia (STANISTREET e MCCARTHY, 1993, MIAL, 1996; COLLINSON, 1996).

Dessa forma, na área de estudo, como as paleocorrentes dessa associação de fácies mantem um comportamento unidirecional para noroeste, ela foi classificada apenas como fluvial entrelaçado conglomerático. Todavia, considera-se possível que esse sistema pertença a um contexto deposicional mais amplo arealmente, como um leque aluvial dominado por correntes, especialmente ao se considerar também o contexto tectônico e climático em que essa associação está inserida (capítulo 7).

### 6.3.3. Associação Fluvial entrelaçado

Essa associação ocorre intercalada a associação fluvial efêmero, compondo a unidade Superior da Formação Cerro Puntudo. Corresponde a depósitos de cor bege com espessura variável entre os dois perfis levantados, 36m no Perfil I e 57m no perfil II (Figura 29). Na correlação entre esses dois perfis, distantes 700m, observa-se um comportamento erosivo da associação fluvial entrelaçado, pois no Perfil II suprimiu 8m da associação subjacente, fluvial efêmero, incluindo uma camada de tufo (Figura 23).

A associação fluvial entrelaçado contém predominantemente fácies de conglomerados estratificados e arenitos com estratificação cruzada, além de conglomerados lenticulares com gradação normal.

Os **conglomerados de seixos imbricados estratificado** possuem estratificação horizontal caracterizada por alternâncias granulométricas de seixos que comumente exibem gradação normal. Cada camada possui uma moda granulométrica diferente de seixos imbricados, o que confere uma trama bastante organizada (Figura 30a). As camadas conglomeráticas possuem espessura decimétrica (30-60cm) e são



**Figura 29:** Associação de fácies fluvial entrelaçado em contato abrupto na base e topo com associação fluvial efêmero.

intercaladas a camadas delgadas de arenitos, sob as quais exibem contato erosivo. Também ocorre camada com estratificação cruzada tangencial, evidenciada nas camadas com maior intercalação de arenitos.

São ortoconglomerados com boa seleção ao longo de cada estrato, compostos por seixos e raros blocos, e matriz arenosa de proporção variada. Os seixos são subarredondados, tabulares a esféricos, e encontram-se predominantemente imbricados, o que indica paleocorrente para leste (Figura 30b). Possuem composição vulcânica, de andesitos roxos e riolitos rosados a esbranquiçados.

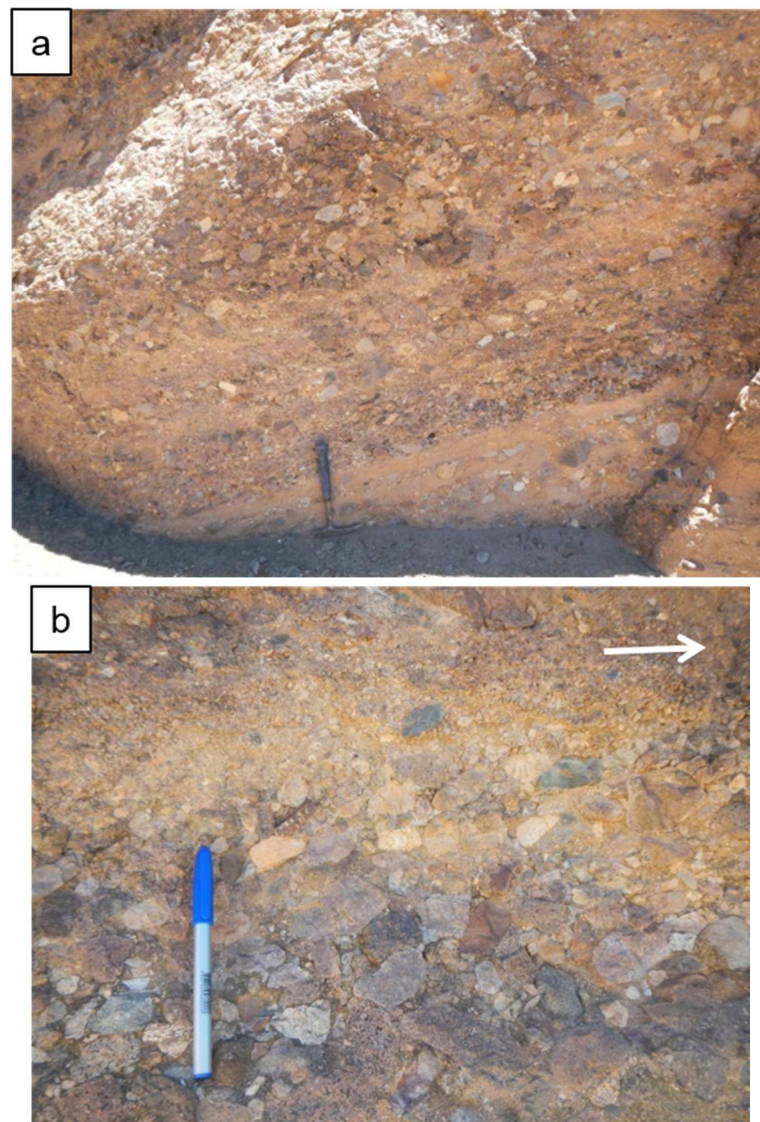
Essa fácies é interpretada como formas de leito longitudinais desenvolvidas por tração nas fases de corrente de alta energia (*high stage flow*). Os seixos imbricados, muitas vezes com gradação normal, são depositados no topo plano das barras longitudinais, e a estratificação cruzada tangencial ocorre por avalanche de seixos e grãos de areia em barras transversais (HEIN E WALKER, 1977).

O **arenito com estratificação cruzada planar** caracteriza-se por camadas delgadas, de 10 a 20cm de espessura, que ocorrem intercaladas aos conglomerados estratificados e seguem aproximadamente a extensão deles (Figura 31a). Frequentemente as camadas arenosas tem geometria em cunha devido a truncamentos erosivos pelos níveis conglomeráticos (Figura 31b). Para o topo, essa

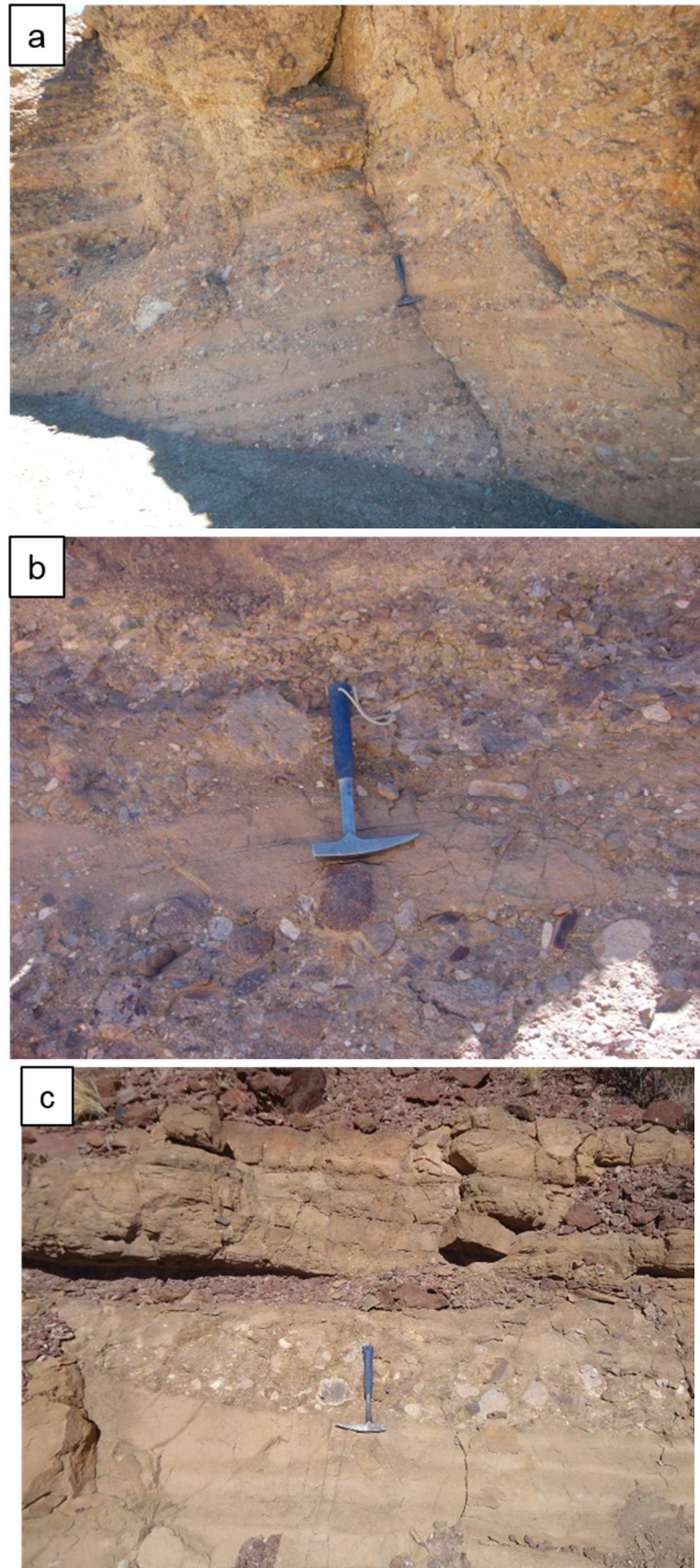
fácies ocorre como camada tabular mais espessa, de 80cm, com estratificação cruzada planar (Figura 31c).

A fácies arenosa é caracterizada por granulometria fina a média, localmente grossa a grânulo, de seleção moderada. Os grãos são subangulares a subarredondados, contém película de óxido, e subordinada fração silte (amostra CP-46). Corresponde a um litarenito/litarenito feldspático. A estrutura sedimentar mais comum é estratificação cruzada tabular.

Essa fácies é interpretada como formas de leito arenosas (dunas bidimensionais), depositadas por tração em regime de fluxo inferior, desenvolvidas nas fases de corrente de baixa energia (*low stage flow*) e ocorrem adjacentes às barras conglomeráticas.



**Figura 30:** a) Conglomerado com estratificação horizontal; b) detalhe da gradação normal com clastos imbricados que indicam paleocorrente para direita.



**Figura 31:** a) Camadas centimétricas de arenito intercaladas a conglomerados estratificados; b) arenito com estratificação cruzada planar e geometria lenticular devido a truncamento erosivo a direita; c) arenito com estratificação cruzada planar no topo.

Subordinadamente, ocorre a fácies de **conglomerado lenticular com gradação normal** que corresponde a corpos sedimentares limitados por superfícies erosivas côncavas com 2-5m de largura e espessura métrica. Possuem trama desorganizada de aspecto maciço ou com gradação normal. São conglomerados suportados por matriz arenosa grossa a muito grossa, contendo grânulos, constituídos predominantemente por seixos e por blocos e matacões localizados na base do talvegue. Os seixos são subarredondados, tabulares a esféricos, enquanto que os blocos e matacões são angulares/subangulares e tabulares. Apresentam composição monomítica de clastos vulcânicos. Essa fácies é interpretada como preenchimento de canais fluviais por fluxos turbulentos mais concentrados.

Essa associação de fácies, com predomínio de conglomerados estratificados com seixos imbricados e constante intercalação de arenitos, caracteriza um sistema fluvial entrelaçado com uma alta variabilidade da descarga do fluxo e da capacidade de transporte. A estratificação de pouca espessura (centímetros) resulta de rápida mudança no fluxo do topo das barras conglomeráticas em contexto de canais entrelaçados rasos (NEMEC e STEEL, 1984).

Os sedimentos conglomeráticos são transportados por fluxos de maior energia, quando coexiste altos níveis de turbulência que mantém os grãos de areia em suspensão. Enquanto que nos momentos de fluxo de menor energia dominam fluxos trativos de areias como formas de leito (dunas bidimensionais) adjacentes aos corpos conglomeráticos (barras conglomeráticas). Essa distribuição espacial de fácies caracteriza um cinturão de canais perene (*channel belt*), onde as barras conglomeráticas longitudinais localizam-se preferencialmente no talvegue e as formas de leito arenosas, nas porções adjacentes submersas. A espessura decimétrica dos conglomerados equivale aproximadamente à espessura das barras conglomeráticas, o que indica um sistema fluvial entrelaçado menor do que o da associação fluvial entrelaçado conglomerático. Nesse contexto, canais menores internos ao cinturão podem ser preenchidos por conglomerados lenticulares com gradação normal.

#### **6.3.4. Associação Fluvial efêmero**

Esta associação de fácies engloba a maior parte da unidade Superior da Formação Cerro Puntudo (Figura 23). Corresponde a depósitos de cor vermelho-

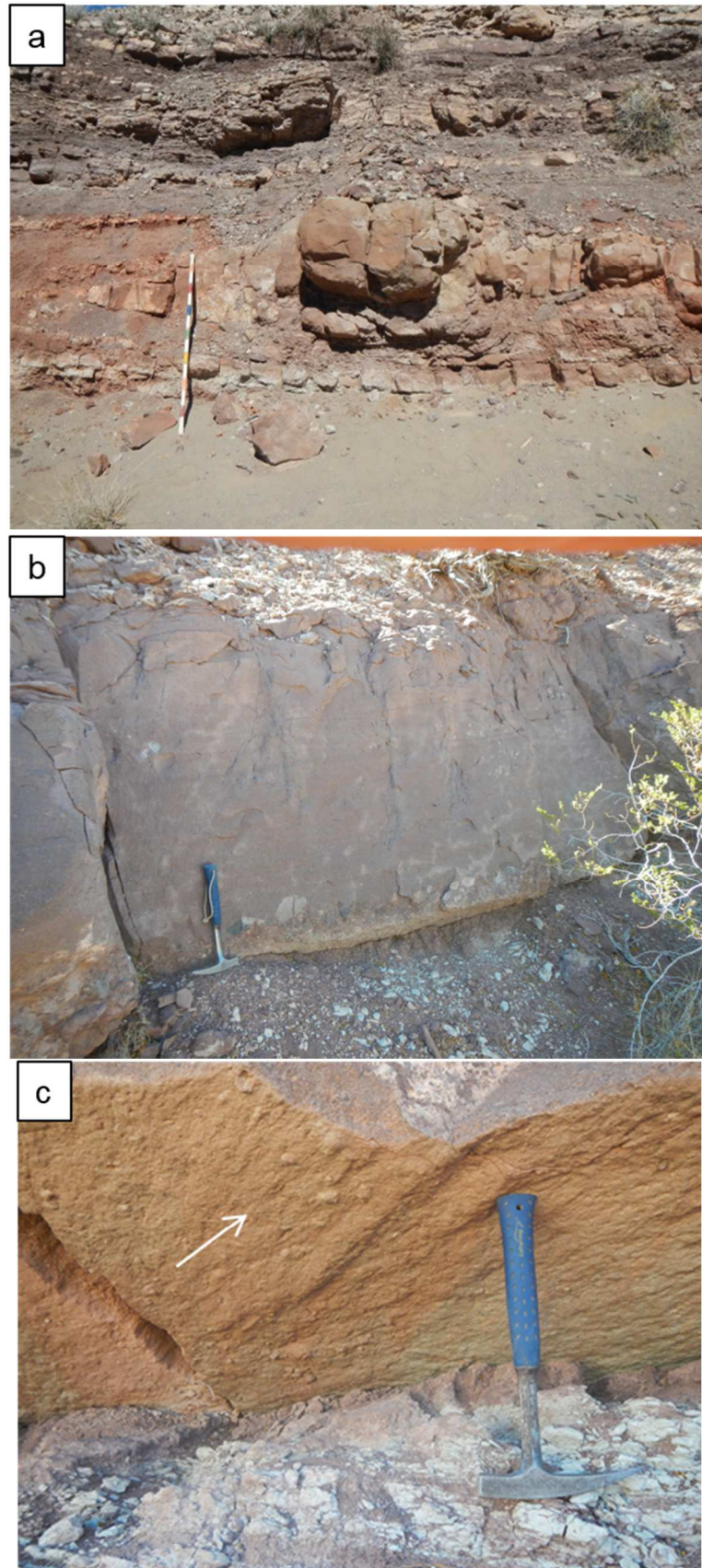
rosada (Figura 32), de ampla extensão por toda a área do afloramento, especialmente na direção sul, onde o efeito da erosão e baixo mergulho das camadas amplia a espessura aparente. Ocorre em contato plano bem marcado com a associação de leques aluviais na base.

A associação fluvial efêmero é caracterizada por frequentes ciclos granodecrescentes de escala métrica, marcados principalmente por arenitos maciços a laminados na base e siltitos mosqueados/bioturbados no topo, conforme ilustra o perfil vertical da figura 36. As fácies subordinadas apresentam variedade de litologia, desde conglomerados a siltitos e tufos, de estruturas sedimentares primárias, tais como estratificações e gradações, além de estruturas sedimentárias secundárias, como nódulos pedogenéticos, textura mosqueada e feições de bioturbação. Nessa associação de fácies foi obtido menor número de medidas de paleocorrentes que indicam direção para leste.



**Figura 32:** Panorama da associação de fácies fluvial efêmero próximo ao contato com a associação fluvial entrelaçado na base. Notar perfil erosivo de expressivo canal conglomerático de onde há um geólogo de escala (centro da foto).

A fácies **arenito maciço a laminado lenticular** é a de maior ocorrência nessa associação de fácies. Corresponde a camadas de arenito com espessura entre 30cm e 1,5m, extensão entre 3 a 15m, geralmente de geometria côncava para cima com base erosiva, o que permite reconhecer a geometria de canais (Figura 33a). Possuem granulometria areia média/fina, moderadamente selecionados, com grãos



**Figura 33:** a) Perfil erosivo de canal de arenito maciço, com 4m de extensão e 1m de espessura; b) arenito com laminação plano-paralela e seixos na base; c) marca de sola na vista em planta da base de camada arenosa.

subangulosos/subarredondados contendo película de óxidos, e possuem composição litarenito-feldspática (amostras CP-48 e CP-49). Geralmente ocorrem seixos concentrados na base das camadas arenosas (depósito de base do talvegue) ou pouco mais dispersos no meio das camadas (topo Figura 35a). São arenitos geralmente maciços e também ocorrem com laminação horizontal plano-paralela (Figura 33b). Na base das camadas preservam-se marcas de sola (*flute casts*) e lineações de partição (*parting lineation*), onde foram medidas paleocorrentes (Figura 33c). Frequentemente essa fácies ocorre mosqueada, com nódulos calcínicos, e bioturbada. A fácies arenito maciço a laminado lenticular é interpretada como preenchimento de canais associado à rápida deposição em regime de fluxo superior, dada a laminação plano-paralela e lineação de partição, que por vezes são fluxos hiperconcentrados que movem também seixos.

A fácies **conglomerado lenticular com gradação normal** também ocorre com base erosiva de geometria côncava para cima (canais), com extensão variável, geralmente entre 2-5m de largura, e 30-40cm de espessura. Observa-se um canal conglomerático inciso de 3m de espessura, composto por dois ciclos granodecrescentes, e aproximadamente 60m de extensão (Figura 32). A fácies de conglomerado é composta predominantemente por seixos e subordinados blocos, com localizado matacão de intracalsto arenoso, suportados por matriz arenosa, com aspecto maciço a gradacional. Essa fácies é interpretada como preenchimento de canais fluviais por fluxo turbulento hiperconcentrado.

Localmente ocorre a fácies de **conglomerado/arenito estratificados** que caracteriza-se por alternância de conglomerados seixosos e arenitos em estratos cruzados planares (Figura 34a). Nessa intercalação são observadas superfícies erosivas sub-horizontais e *lags* (nível conglomerático com espessura de apenas um seixo). Essa fácies é interpretada como depósitos trativos de correntes aquosas em que as superfícies erosivas e *lags* são formadas por correntes de maior energia que removem os sedimentos mais finos e instáveis, deixando os seixos.

Subordinadamente ocorre fácies de **arenitos sigmoidais**, que caracteriza-se por camadas lenticulares sigmoidais de 30cm a 1m de espessura e 3 a 7m largura sobrepostas lateralmente na direção perpendicular à paleocorrente (Figura 34b). A indicação de paleocorrente nesses arenitos grossos é dada por marcas de sola que indicam sentido para leste, o que sugere acresção lateral dos corpos lenticulares. Tal



característica indica certa sinuosidade dos cursos fluviais, o que não é restrito a um sistema fluvial particular, conforme o trabalho de síntese de Bridge (2006). Assim, essa fácies é interpretada como barra arenosa acrescida lateralmente.



**Figura 34:** a) Conglomerado/arenito com estratificação cruzada planar; b) acreção lateral de camadas arenosas na direção das setas.

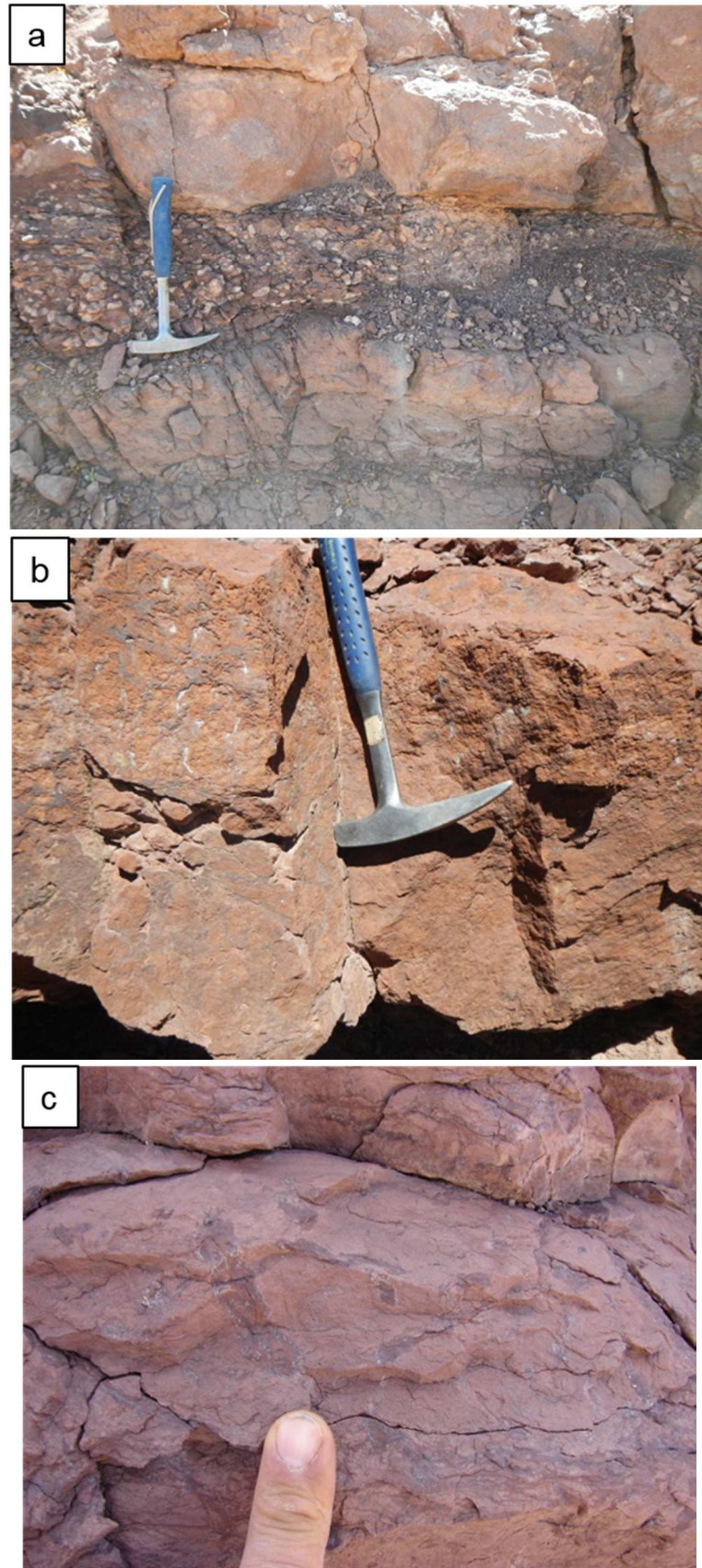
A fácies **siltito mosqueado/bioturbado** ocorre de forma recorrente no topo dos arenitos maciços a laminados lenticulares como camadas tabulares de 10cm a 50cm. A textura mosqueada é dada por concreções ou nódulos calcíticos que modificam a textura original da camada (Figura 35a). A bioturbação é tubular, e ocorre em posição vertical ao estrato, ou é do tipo horizontal, no topo do estrato. Essa fácies é interpretada como preenchimento de canal por decantação após eventos de cheia, e equivale, portanto, ao topo dos depósitos de preenchimento de canal, que

geralmente iniciam com as fácies de arenito ou conglomerado lenticular. Além disso, interpreta-se que a textura mosqueada esteja ligada a processos pedogenéticos que se desenvolvem na zona vadosa, condição que permite também a bioturbação.

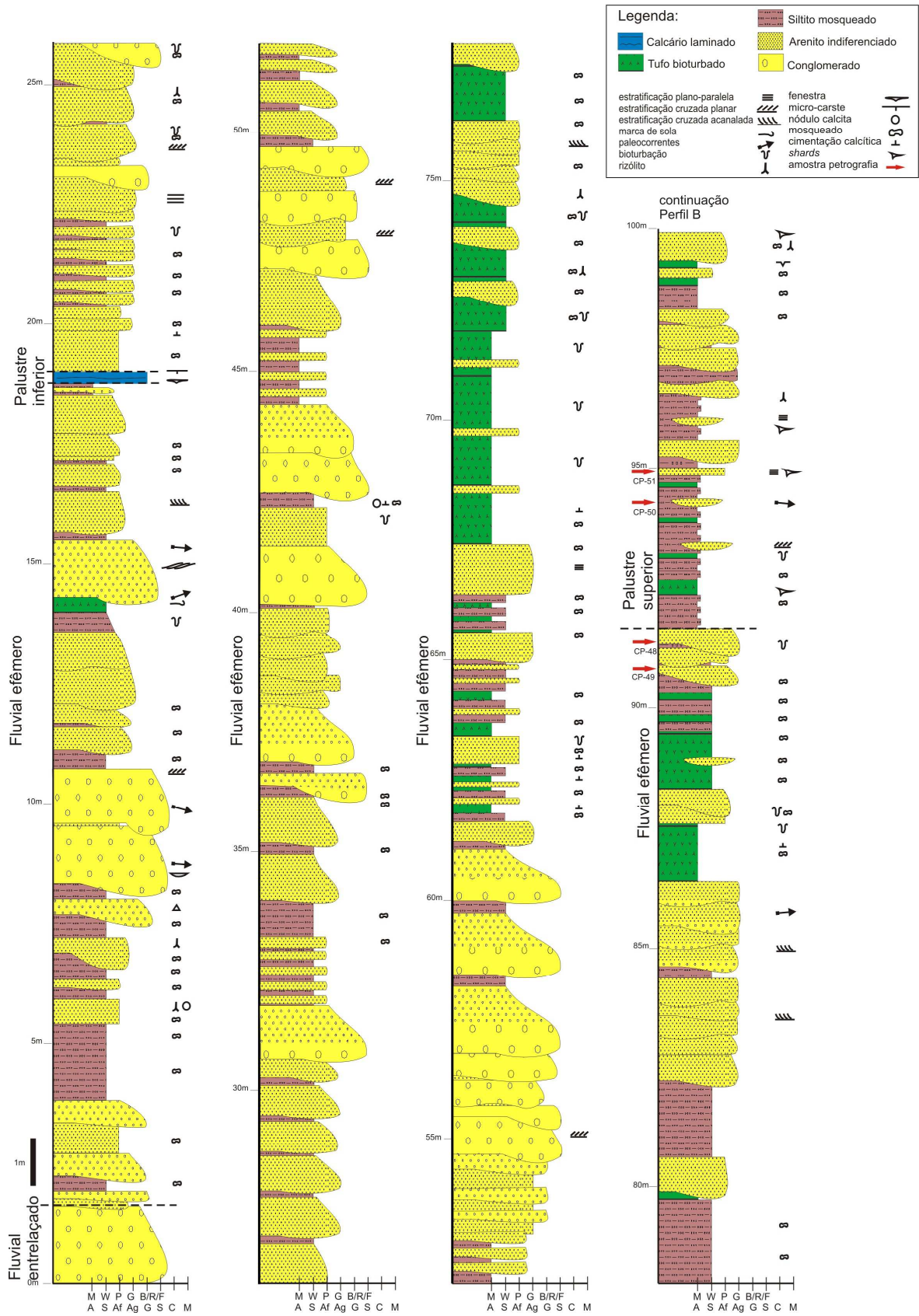
É interessante notar que mesmo as fácies de arenito maciço a laminado lenticular encontram-se mosqueadas e bioturbadas (Figura 35b, c) e que, portanto, o nível freático pode ter oscilado por pelo menos 1-2m (espessura média desses depósitos). Observa-se também que os arenitos apresentam películas de óxido muito desenvolvidas, o que indica condições bastante oxidantes (Figura 88a, capítulo Proveniência). Essas características sugerem efemeridade dos corpos fluviais desse intervalo.

Em direção ao topo da associação fluvial efêmero, observa-se incremento nas espessuras dos silititos, que passam a ter composição também tufácea, e intercalam-se a camadas métricas (1-4m) com tufo fração silte a areia (fácies **tufo bioturbado**). Em todas elas, ocorre bioturbação e textura mosqueada. Interpreta-se que as fácies epiclásticas e vulcanoclásticas finas sejam depositadas por decantação em canais inativos (na região *inter-channel*) e que as fácies vulcanoclásticas sejam originalmente depósitos de queda de material piroclástico nesse ambiente. A seção de detalhe levantada na associação fluvial efêmero, entre a associação fluvial entrelaçado e palustre superior, evidencia o aumento de espessura das fácies finas para o topo (Figura 36).

As fácies que compõem essa associação evidenciam um sistema deposicional fluvial caracterizado principalmente por depósitos de canais e, subordinadamente, por depósitos de barras e de inter-canais. Os depósitos de canal têm caráter erosivo e correspondem às fácies arenito maciço a laminado lenticular e conglomerado lenticular com gradação normal, que indicam alta energia de fluxo concentrado, possivelmente relacionado a enxurradas episódicas (*flash floods*). Além disso, essas fácies de preenchimento de canais contêm feições pedogenéticas que são formadas por oscilação do nível freático associadas aos momentos intermitentes dos fluxos fluviais. Assim, interpreta-se que o sistema fluvial tinha caráter efêmero, sendo caracterizado por deposição de sedimentos aluviais nos momentos de cheias e por pedogênese e bioturbação nos momentos secos.



**Figura 35:** a) Arenito bioturbado na base e siltito mosqueado logo acima; notar seixos dispersos no arenito maciço do topo; b) arenito maciço com textura nodular-mosqueada; c) bioturbação vertical e ramificada dentro de camada de arenito fino.



**Figura 36:** Detalhe do Perfil II com a associação de fácies fluvial efêmero, entre a associação fluvial entrelaçado e palustre superior (Perfil C). Ver figura 22 para localização.

Um sistema fluvial efêmero é caracterizado por depósitos de regime de fluxo superior, relacionados a enchentes, por depósitos finos de unidades granodecrescentes, além de evidências de emersão subaérea, como gretas de dessecação e/ou paleossolos (COLLINSON, 1996). Apesar das gretas de contração não serem comuns nessa associação, todas as demais características são bastante recorrentes na associação de fácies fluvial efêmero.

É interessante notar que as feições de mosqueamento com nódulos calcíticos e bioturbação sugerem um clima semi-árido para o ambiente deposicional. A bioturbação por raízes indica condições mais úmidas, e os nódulos calcíticos e textura mosqueada implicam em certa estacionalidade árida, com oscilação do nível freático para que ocorra remobilização e concentração de carbonato de cálcio.

Uma feição importante para o contexto climático e deposicional é o perfil de calcrete observado na base da associação fluvial efêmero, entre a associação leques aluvias e associação fluvial entrelaçado (Figura 37). O perfil de calcrete foi desenvolvido originalmente em arenitos/siltitos avermelhados e é composto, da base para o topo, pelas seguintes fácies: arenito/siltito mosqueado/nodular, crosta carbonática laminada com rizólitos, arenito/siltito bioturbado.

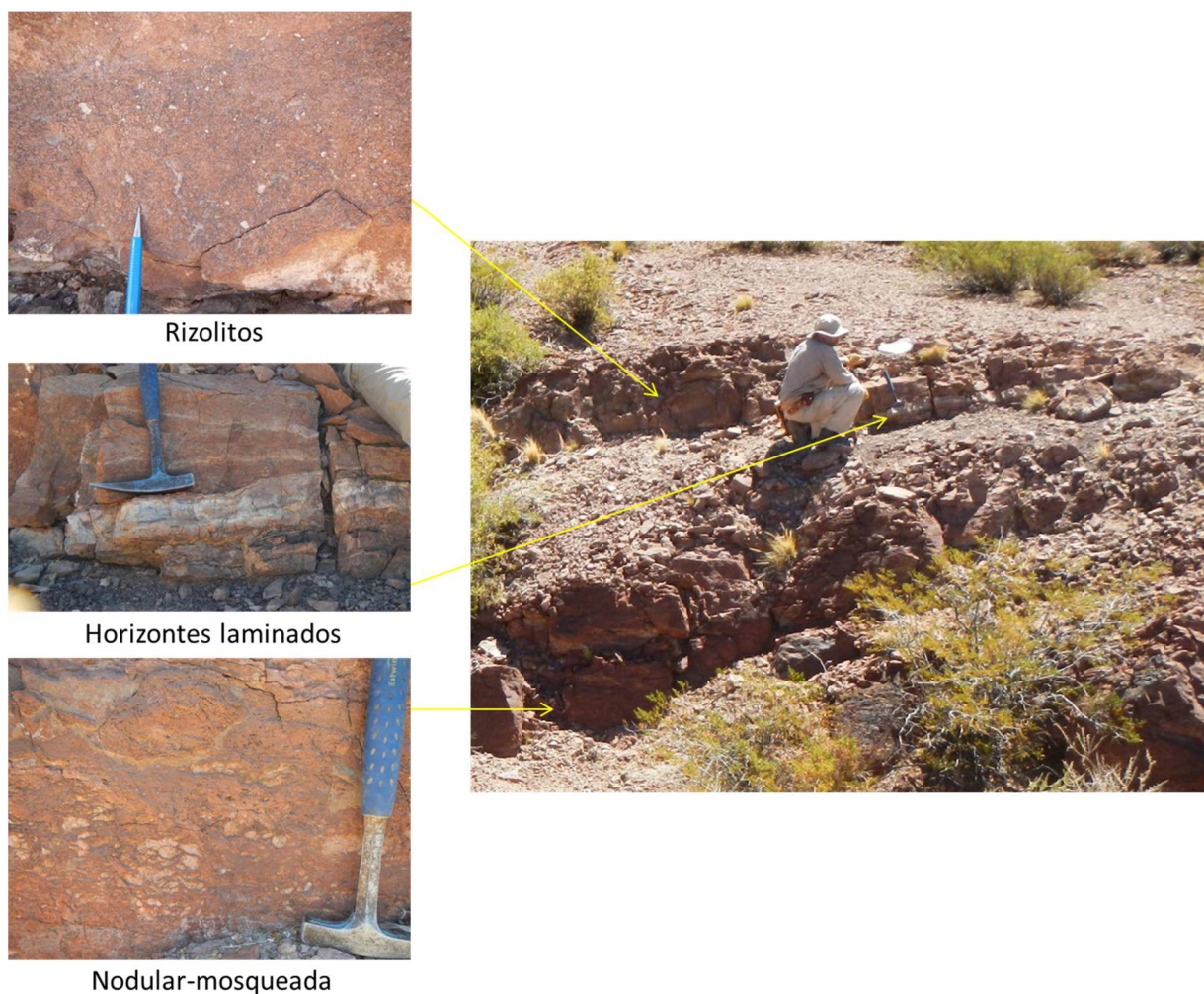
A fácies de arenito/siltito mosqueado/nodular se assemelha às fácies de arenito maciço a laminado lenticular e de siltito mosqueado/bioturbado. A textura mosqueada/nodular é composta por nódulos calcíticos de 0,5cm que ocorrem dispersos ou coalescidos. Ao microscópio, internamente aos nódulos a textura é micrítica-peloidal com relictos de siltito (Figuras 37, 38a).

A fácies **crosta carbonática laminada com rizólitos**, é caracterizada por lâminas e níveis centimétricos irregulares, esbranquiçados, carbonáticas, levemente discordantes do acamamento, e por cavidades tubulares perpendiculares ao estrato, que por suas formas irregulares e bifurcantes, caracterizam rizólitos. Em microscopia ótica, possui textura micrítica com janelas cimentadas por esparita e textura alveolar, composta por lâminas micríticas heterogêneas. Ocorrem também pelóides micríticos/ferruginosos delineados por gretas circum-granulares (Figuras 37, 38b).

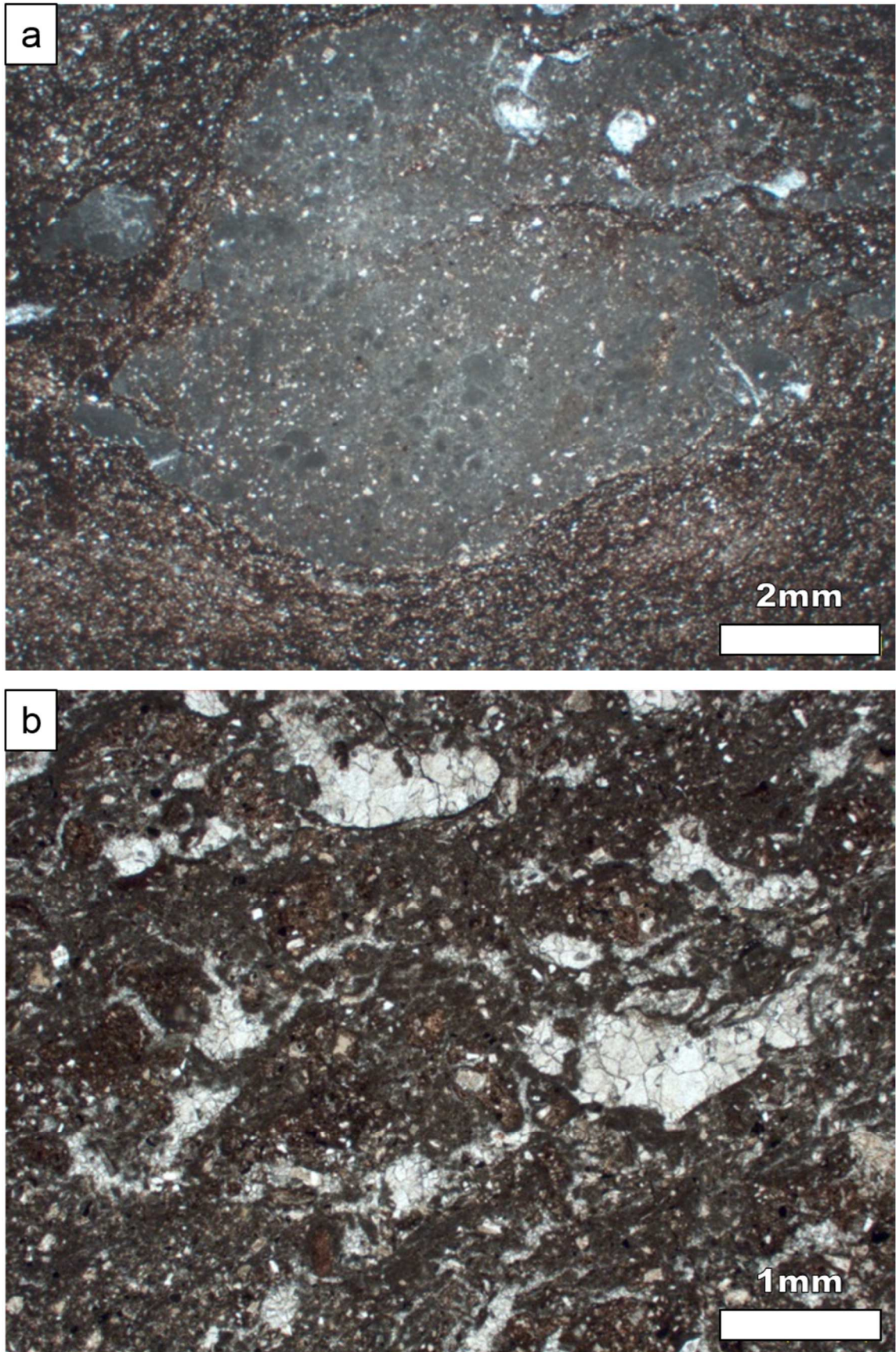
As fácies de calcrete descritas tem características semelhantes às das fácies nodular e horizonte laminar (*platy horizon*) descritas por Esteban e Klappa (1983) para o perfil típico de calcrete. Calcretes/caliches são solos ricos em  $\text{CaCO}_3$ , ativos, relictos ou fósseis, que se desenvolvem em rochas de qualquer composição, textura, idade e

origem, desde que haja um substrato estável suficientemente longo para que processos pedogenéticos e diagenéticos operem (ESTEBAN e KLAPPA, 1983). Além disso, a formação de calcretes é favorecida por climas áridos a semi-áridos (ALONSO-ZARZA, 2003).

Assim, as fácies descritas representam um calcrete fóssil, desenvolvido sobre fácies de arenitos e siltitos fluviais e tem três importantes implicações. A primeira é a necessidade de exposição subaérea por intervalo de tempo longo. A segunda é a necessidade de substrato estável, o que significa momentos de baixa taxa de sedimentação. E a terceira é a ocorrência sob clima semi-árido, compatível com um sistema deposicional fluvial efêmero. Dessa forma, a associação de fácies fluvial efêmero (com calcrete) representa uma descontinuidade de sedimentação em relação à associação de fácies sotoposta de leques aluviais.



**Figura 37:** a). Perfil de calcrete com fácies de arenito/siltito nodular-mosqueada na base e fácies crosta carbonática com lâminas e rizólitos associados.



**Figura 38:** a) Nódulo carbonático contendo pelóides (CP-40, N//, 1,25x); b) textura alveolar destacada por lâminas micríticas irregulares e fissuras espáticas (CP-41, N//, 2,5x).

As paleocorrentes medidas nessa associação são escassas (n=14), e talvez não representem a complexidade de um sistema fluvial como esse, caracterizado por muita variação faciológica. Entretanto, elas foram medidas nos principais e maiores canais conglomeráticos e arenosos expostos na seção, e por isso, devem representar uma componente importante de drenagens de oeste para leste.

Apesar disso, deve-se atentar para a possibilidade de haver rios coletores longitudinais em uma porção mais central do hemi-graben e talvez de caráter mais perene. A base da associação com calcrete, onde não foram medidas paleocorrentes, e no topo da associação, onde predominam fácies epiclásticas finas (siltitos e siltitos tufáceos) e vulcanoclásticas de maior espessura, poderiam representar também depósitos relacionados a planícies de inundação mais amplas desses cursos perenes hipotéticos. Dessa forma, a associação de fácies fluvial efêmero poderia ser produto de uma combinação de cursos fluviais efêmeros cascalhosos e arenosos, bem caracterizados na seção, que fluíam para leste, e de possíveis cursos fluviais coletores longitudinais, cujas planícies parcialmente vegetadas e pedogenetizadas poderiam em parte estar relacionadas às fácies finas do topo da associação.

Ressalta-se que o intervalo basal da associação fluvial efêmero com fácies siliciclásticas finas e calcrete, logo acima da associação de fácies leque aluvial, poderia ser interpretado por alguns autores como leque terminal (FRIEND, 1978) ou sistema fluvial distributário (NICHOLS e FISHER, 2007), devido a pouca incisão fluvial, baixa taxa de sedimentação e condições evaporativas desse intervalo. Porém, denomina-se essa associação como fluvial efêmero, que é um termo menos específico relacionado à sedimentação fluvial por enxurradas episódicas.

### **6.3.5. Associação Palustre (siliciclástica)**

Essa associação de fácies se distingue por camadas estratificadas tabulares com cor violácea a esbranquiçada (Figura 39). Ela ocorre em duas posições stratigráficas da unidade Superior da Formação Cerro Puntudo (Figura 17): a basal é intercalada à associação fluvial efêmero e a superior ocorre acima da fluvial efêmero. O intervalo palustre basal termina completamente na direção sul da área, e o intervalo palustre superior, apesar de ocorrer por toda área de estudo, apresenta diminuição de



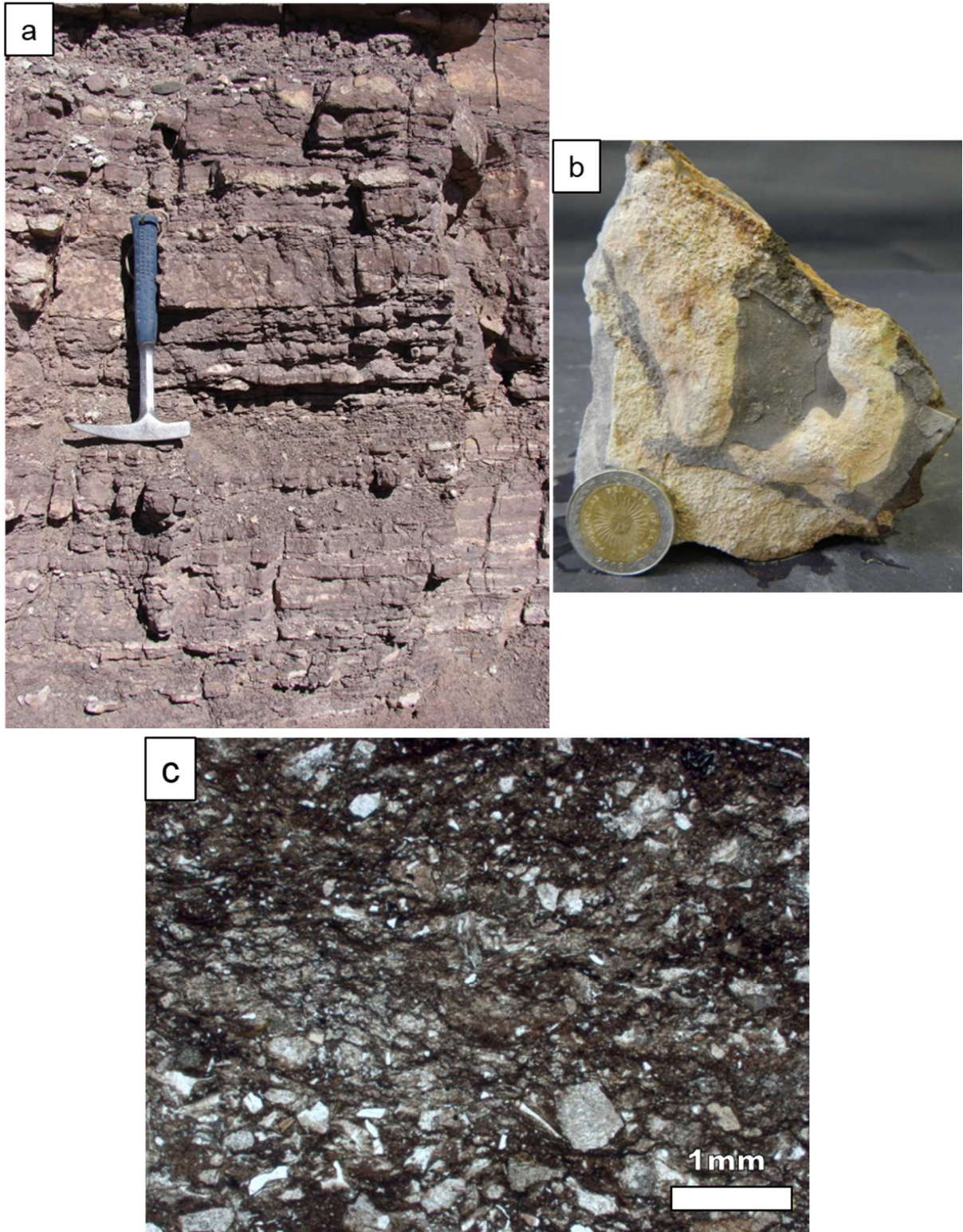
espessura na direção sul, onde se observa completa terminação de algumas camadas (Figura 24).

A associação de fácies palustre contém fácies siliciclásticas, vulcanoclásticas e carbonáticas intercaladas. As principais fácies siliciclásticas são siltitos mosqueados/bioturbados e camadas arenosas (Figuras 40, 41). As fácies vulcanoclásticas são tufos bioturbados. Já as fácies carbonáticas incluem calcários laminados, oncolíticos e maciços e mosqueados, descritos no capítulo seguinte.



**Figura 39:** a) Associação de fácies palustre com cor violácea, caracterizada nesse intervalo (base do intervalo Calcário A) por fácies siliciclásticas/vulcanoclásticas de siltitos violáceos, tufos esbranquiçados e arenitos avermelhados.

As camadas de **silito mosqueado/bioturbado** violáceo são tabulares e originalmente laminados, porém frequentemente apresentam textura mosqueada, o que oblitera a laminação (Figura 40a). Essa textura é caracterizada por porções ferruginosas/carbonáticas com distribuição heterogênea, que dão a rocha um aspecto nodular com tonalidades violáceas e esbranquiçadas; e quando mais concentradas formam níveis horizontais de coloração esbranquiçada. As camadas têm espessura entre 30cm e 2m e nelas frequentemente ocorre bioturbação paralela aos estratos, com geometria tubular, de 1,5-2cm de espessura, e distribuição heterogênea, de prováveis invertebrados (Figura 40b). Os siltitos também ocorrem com variações composicionais mais argilosas ou mais tufáceas onde os clastos de púmice, na fração areia a grânulo ocorrem dispersos em meio a lâminas silto-argilosas, sem um ordenamento claro.



**Figura 40:** a) Siltito mosqueado com laminação mais nítida da base, onde há níveis calcíticos esbranquiçados, e bastante mosqueada/nodular próximo ao martelo; b) vista em planta da interface siltito argiloso violáceo e tufo esbranquiçado na qual há bioturbação tubular horizontal; c) fotomicrografia de laminação heterolítica de argilito vermelho e arenito com púmice, shards e grãos siliciclásticos (CP-10, N//, 2,5x).

Ao microscópio trata-se de uma laminação heterolítica de lâminas argilosas intercaladas a níveis silticos/arenosos contendo grãos de *shards* e púmice parcialmente calcitizado, de tamanho fino a grosso e localmente grânulo. Os grãos siliciclásticos são subangulares, mal selecionados e compostos por fragmentos líticos (riolito, piroclástica, vidro vulcânico), feldspato e quartzo (Figura 40c).

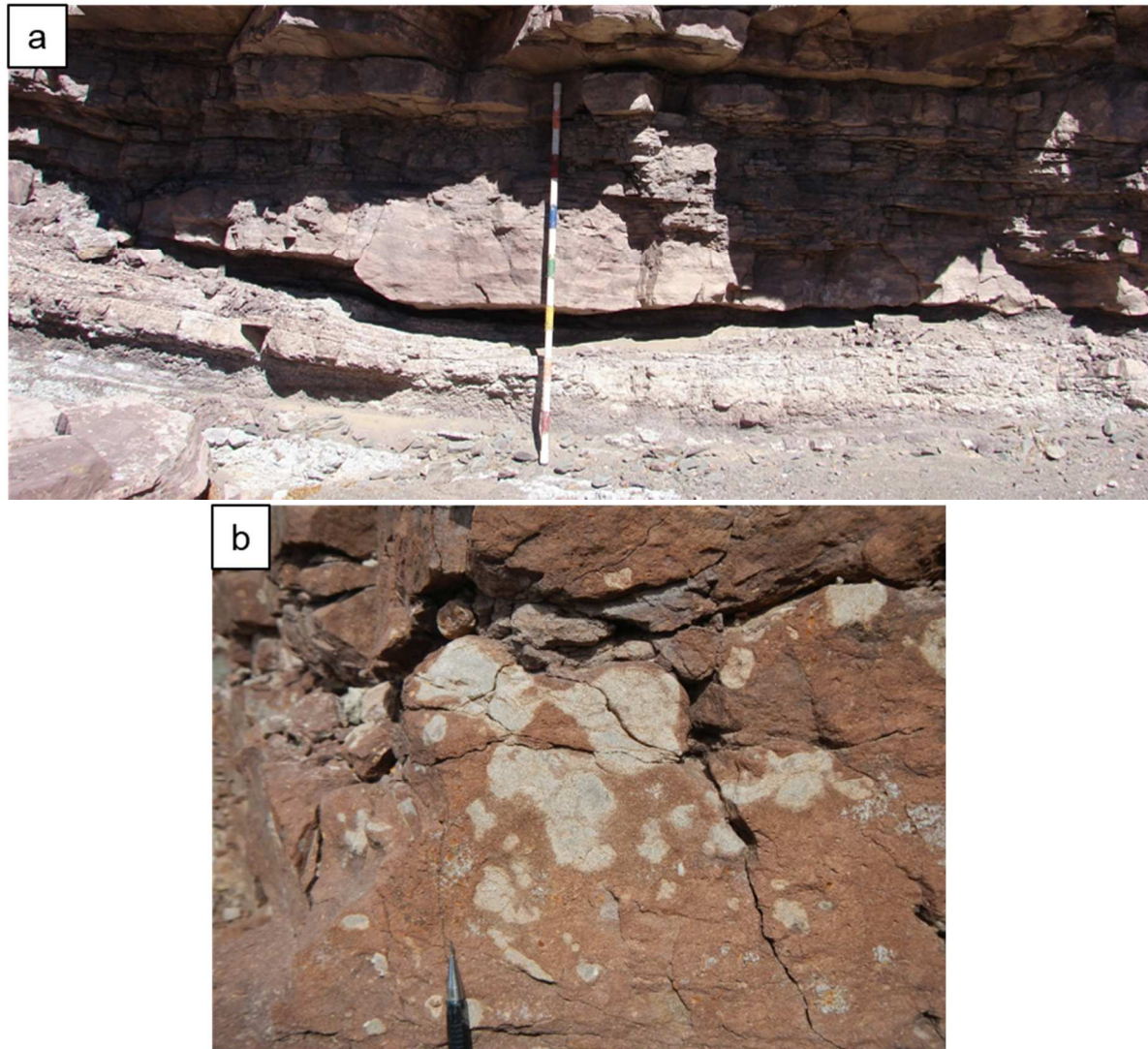
A deposição dessa fácies é interpretada como decantação em planícies de inundação fluviais associada a eventos de enxurradas, com depósitos de queda piroclástica subordinados (tufos), sujeitos à bioturbação. A textura mosqueada indica influência de processos pedogenéticos relacionados a oscilações do nível freático, que resulta em mobilização de íons de ferro em estado redutor e formação de agregados de íons de ferro em estado oxidado, acompanhados também por mobilização de cálcio e manganês (ALONSO-ZARZA e WRIGHT, 2010).

A fácies de **arenito em fita** (*ribbon sandstone*) é caracterizada por corpos lenticulares amplos, com espessura entre 25-40cm e extensão de 0,7-4m, o que caracteriza geometria em fita, na qual a razão entre largura e espessura da camada é inferior a 15 (Figura 41). São arenitos de granulometria média a grossa com estratificação cruzada acanalada. Na base desses pequenos canais arenosos ocorrem marcas de sola, onde foram medidas paleocorrentes para leste. Essa fácies é interpretada como preenchimento de canais de crevasse em planícies de inundação fluvial, por tração em regime de fluxo inferior.

Outra fácies arenosa comum é **arenito tabular bioturbado** que ocorre como camada tabular de espessura 15-30cm com ampla extensão (alguns metros) e intercalada aos siltitos mosqueados ou a fácies carbonáticas. São arenitos fino/médios maciços ou com estratificação cruzada planar e muitas vezes com bioturbação tubular horizontal. São interpretados como fácies de espraiamento de canais de crevasse na forma de lobos, sob regime de fluxo inferior.

Nessa associação de fácies ocorrem também fácies de **arenito maciço a laminado lenticular** e de **arenito com estratificação cruzada planar**, que ocorrem de forma intercalada às fácies siliciclásticas descritas acima e às fácies carbonáticas. Possuem espessura de 10 a 70cm e extensão variável, sub-métrica a métrica. Composicionalmente são litarenito-feldspatos, podendo conter intraclastos carbonáticos. Frequentemente, essas fácies também ocorrem bioturbadas e com

concreções carbonáticas (Figura 41b). Essas fácies são interpretadas como depósitos fluviais, de preenchimento de pequenos canais e formas de leito, respectivamente.



**Figura 41:** a) Ampla lente de arenito com estratificação cruzada acanalada, cuja geometria se assemelha a arenitos em fita (*ribbon sandstone*); b) arenito maciço lenticular com concreções carbonáticas, bioturbado.

A fácies de **tufo bioturbado** é verde-esbranquiçado, ocorre com ampla extensão lateral de forma tabular (Figura 44, parte esbranquiçada central). As camadas têm espessura centimétrica e os intervalos mais espessos, de até 2m, são constituídos por vários ciclos de gradação normal, o que caracteriza depósitos piroclásticos de queda. Frequentemente essa fácies ocorre bioturbada e com textura mosqueada, o que também indica influência de processos pedogenéticos relacionados à variação do nível freático.

As fácies de siltito mosqueado bioturbado e tufo bioturbado indicam deposição por decantação em planícies inundadas, sob condições de baixa energia, em regiões pouco drenadas. O aporte de grãos detríticos ocorre por fluxos fluviais que adentram as planícies, e parte da fração silte pode também ter origem eólica. Nesse contexto, o potencial de preservação de sedimentos finos é alto, e provavelmente por isso, haja maior espessura de tufos nesse intervalo estratigráfico do que no restante da seção da Formação Cerro Puntudo. Ressalta-se que os tufos também formam depósitos vulcanoclásticos de queda, com gradação normal, especialmente no topo da associação palustre, onde ocorrem como camadas de até 2m de espessura.

As fácies arenosas, com feições canalizadas e trativas, representam fluxos fluviais que adentram a planície inundada em momentos de aporte siliciclástico, a partir de um sistema fluvial que não foi completamente caracterizado nesse intervalo estratigráfico. Em meio as fácies predominantes das planícies fluviais ocorrem canais de crevasse e de espraiamento de crevasse com paleocorrente para leste. Entretanto, como essas medidas são restritas, podem não representar a direção de fluxo dos canais maiores que formam as planícies fluviais inundadas. Nesse contexto de baixo gradiente de relevo, é possível que sistemas coletores longitudinais influenciem na formação das planícies, assim como hipotetizado para alguns intervalos da associação fluvial efêmero.

Dessa forma, essa associação de fácies caracteriza uma planície fluvial, com etapas de corrente fluvial, associadas a episódios de enxurradas. Como todas as fácies apresentam feições pedogenéticas relacionadas à ambiente vadoso, por oscilação do nível freático, conclui-se que a condição de planície inundada é temporária, o que permite classificar essa associação de fácies como palustre.

Um ambiente palustre pode ser definido como planícies úmidas (*wetlands*), sazonalmente alagáveis e sazonalmente submetidas a eodiagênese vadosa e/ou pedogênese (ALONSO-ZARZA e WRIGHT, 2010; VERRECCHIA, 2007). Essa condição ocorre em climas áridos ou fortemente estacionais (semi-áridos), onde as planícies inundadas e corpos de água temporários rasos (*ponds*) associados são efêmeros devido às constantes oscilações do nível freático.

Informações adicionais sobre características e processos do sistema palustre são apresentadas na seção das fácies carbonáticas, que também fazem parte dessa associação de fácies, e foram mais detalhadas por petrografia.

#### 6.4. Fácies e associação de fácies predominantemente carbonáticas

Foram individualizadas seis fácies carbonáticas. Cada uma delas possui características microscópicas específicas. A tabela 5 resume as fácies carbonáticas e microfácies associadas.

**Tabela 5:** Resumo das fácies carbonáticas e microfácies associadas.

FÁCIES CARBONÁTICAS	MICROFÁCIES CONSTITUINTES	MICRO-BIOTA
Calcário laminado	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Laminito crenulado com fenestras (e microcartes)</li> <li>• Acamamento heterolítico de laminito crenulado e siltito</li> <li>• Calcário espático</li> <li>• Calcário micrítico com gretas circum-granulares</li> <li>• <i>Grainstone</i> intraclástico-peloidal arenoso</li> </ul>	Algum ostracode
Calcário oncolítico	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <i>Floatstone</i> oncolítico em matriz micrítica/peloidal síltica</li> <li>• <i>Floatstone</i> oncolítico com carófitas e ostracodes</li> <li>• <i>Floatstone</i> de intraclastos oncolíticos com matriz neomorfizada</li> <li>• <i>Floatstone</i> síltico com oncóides</li> </ul>	Ostracodes Carófitas
Mudstone	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <i>Mudstone</i> com ostracodes</li> <li>• <i>Mudstone</i> a <i>wackestone</i> com carófitas e ostracodes</li> </ul>	Ostracodes Rara carófitas
Calcário grumoso	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Calcário micrítico-grumoso (trombolito)</li> </ul>	-
Calcário maciço a bioturbado	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Calcário micrítico peloidal com grãos envelopados (<i>coated grains</i>)</li> <li>• Calcário micrítico com gretas circum-granulares</li> <li>• Calcário micrítico com rizólitos</li> </ul>	Raro ostracode
Calcário misto mosqueado bioturbado	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Calcário micrítico com gretas circum-granulares e rizólito</li> <li>• Calcário silto-arenoso ferruginoso</li> <li>• Calcário tufáceo</li> </ul>	-

Ressalta-se que algumas características dessas microfácies também são observadas em escala macroscópica no afloramento. Porém, como geralmente são melhor caracterizadas por petrografia, essas características foram ressaltadas no nome das microfácies. O nome das fácies privilegia características particulares observáveis macroscopicamente.

##### 6.4.1. Fácies Calcário laminado

Calcário laminado caracteriza-se por camadas tabulares que internamente são constituídas por laminações micríticas crenuladas (Figura 42a). Localmente ocorrem camadas levemente dômicas. São comuns fenestras e nódulos cimentados

por calcita em níveis mais maciços (Figura 42b). Ocorre bioturbação tubular vertical de tamanho decimétrico associada à rizólito.

As camadas têm espessura entre 5cm e 1,3m, tendo no geral 20-40 cm. As lâminas são caracterizadas por micrita escura, de escala milimétrica, que são intercaladas a níveis mais espáticos cinza-claros. Ocorrem também lâminas silicificadas, que ressaltam ao intemperismo.

As camadas levemente dômicas ocorrem em escala centimétrica a decimétrica quando associadas a nódulos centimétricos de calcita ou a porções rompidas e deslocadas contendo intraclastos (Figuras 43a). As laminações internas geralmente apresentam configuração dômica quando associadas a um núcleo composto por nódulos de calcita e intraclastos.

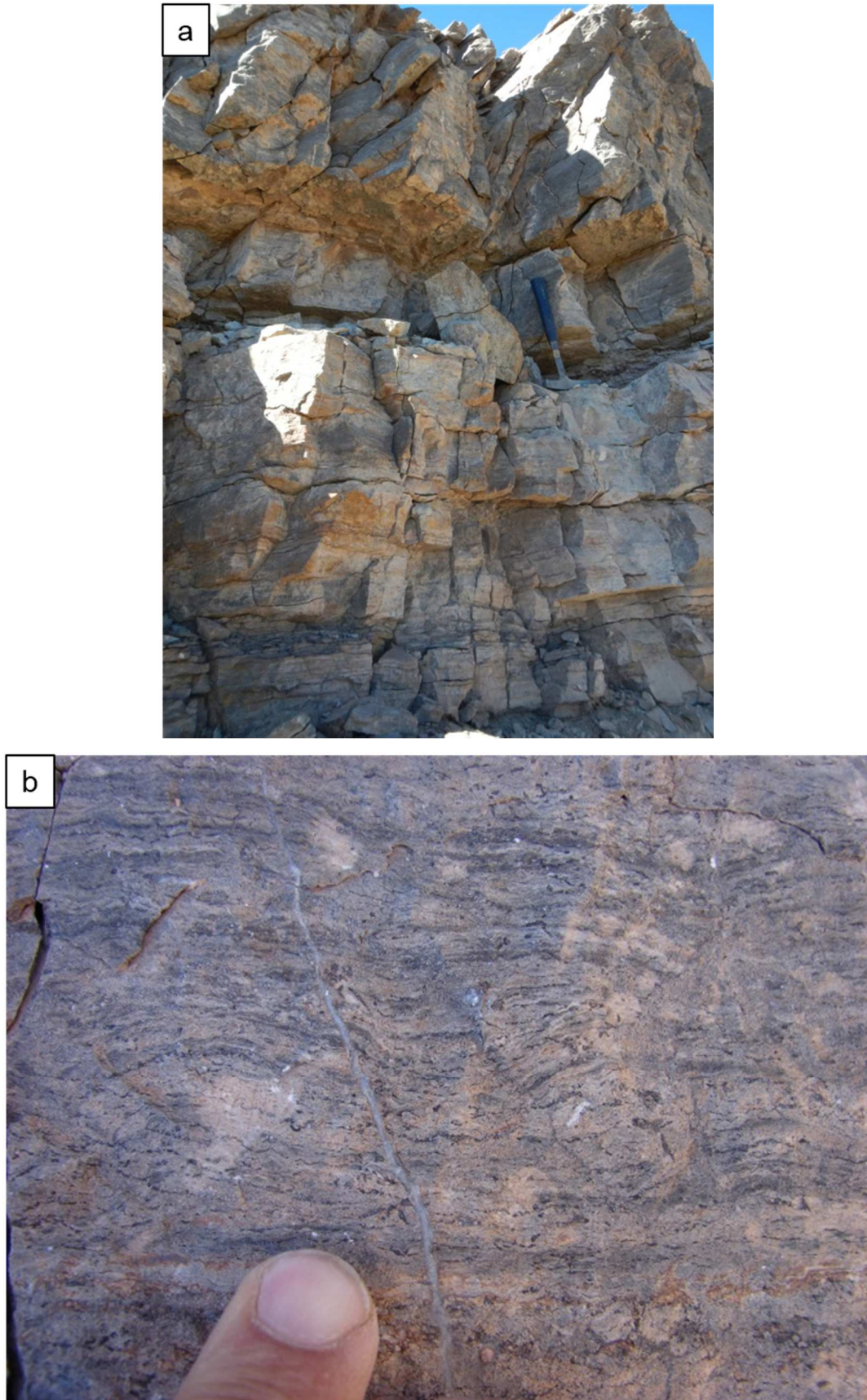
Localmente os calcários laminados apresentam odor de gás ao serem rompidos, porém, na análise de geoquímica orgânica, nos níveis micríticos mais escuros, não houve recuperação de matéria orgânica.

No intervalo carbonático (B) comumente ocorre alto conteúdo de grãos siliciclásticos associados aos calcários laminados. Essa relação também é observada no intervalo (A), e é mais expressiva à medida que ela acunha entre fácies siliciclásticas na direção sul da área.

As lâminas sílticas são horizontais, aproximadamente de mesma espessura, e acompanham o substrato das lâminas carbonáticas (Figura 43b). Elas são vermelhas devido à concentração de óxido de ferro. Os grãos detríticos ocorrem em lâminas e camadas de até 1cm de espessura. Esses níveis siliciclásticos estão representados nos perfis verticais pela simbologia de grãos alinhados (Figuras 77 e 78 da seção 6.4.8).

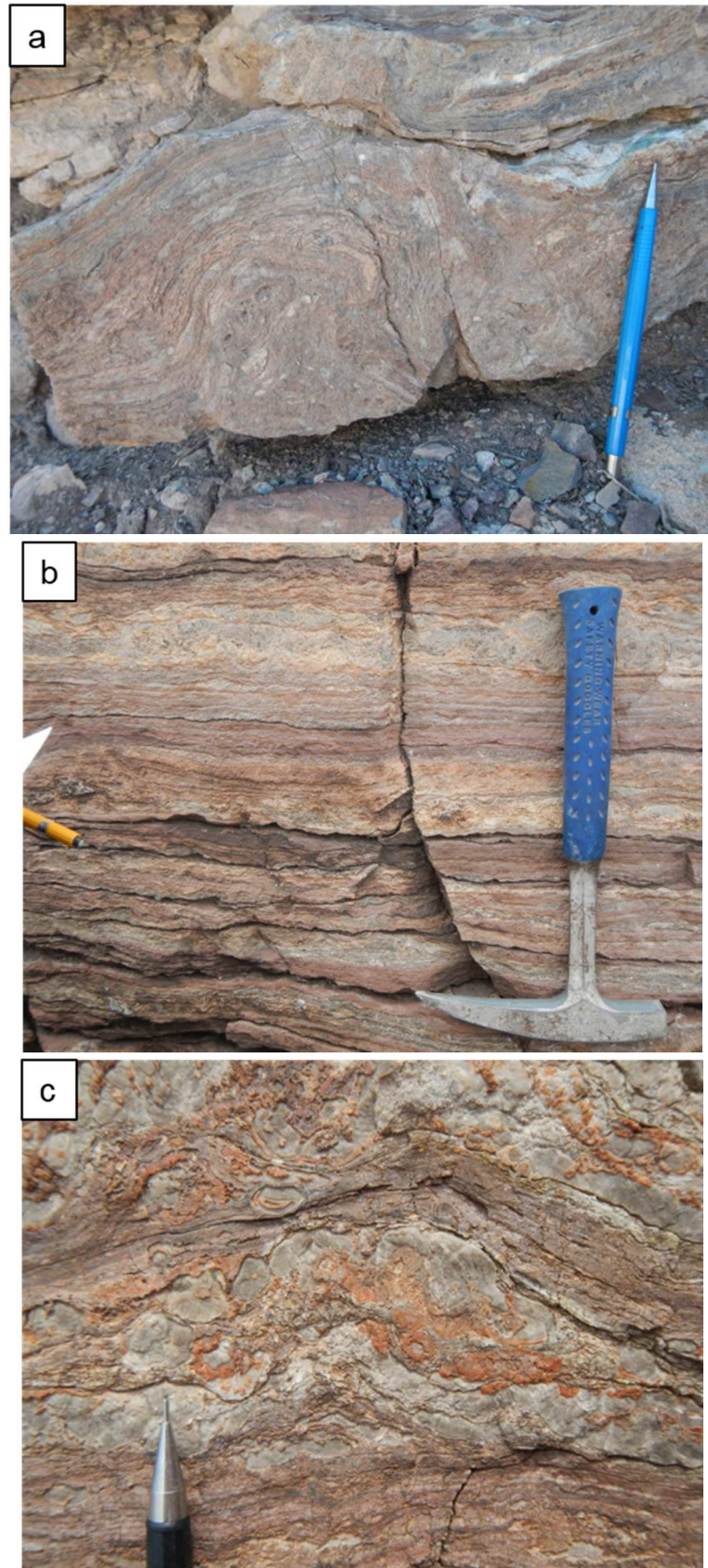
As lâminas sílticas também ocorrem de forma irregular quando associadas a nódulos de calcita. Nessa situação, as lâminas siliciclásticas acompanham a descontinuidade dos níveis carbonáticos e nódulos calcíticos associados. Os nódulos calcíticos muitas vezes ocorrem coalescidos com geometria de dobras enterolíticas internas ao calcário laminado (Figura 43c).

Feições de exposição são bastante comuns na fácies de calcário laminado (Figura 44). Gretas de contração rompem as laminações e, em seção, podem apresentar geometria de *tepee*. Feições de paleossolo são caracterizadas por brechas e níveis de coloração alaranjada neomorfizados.

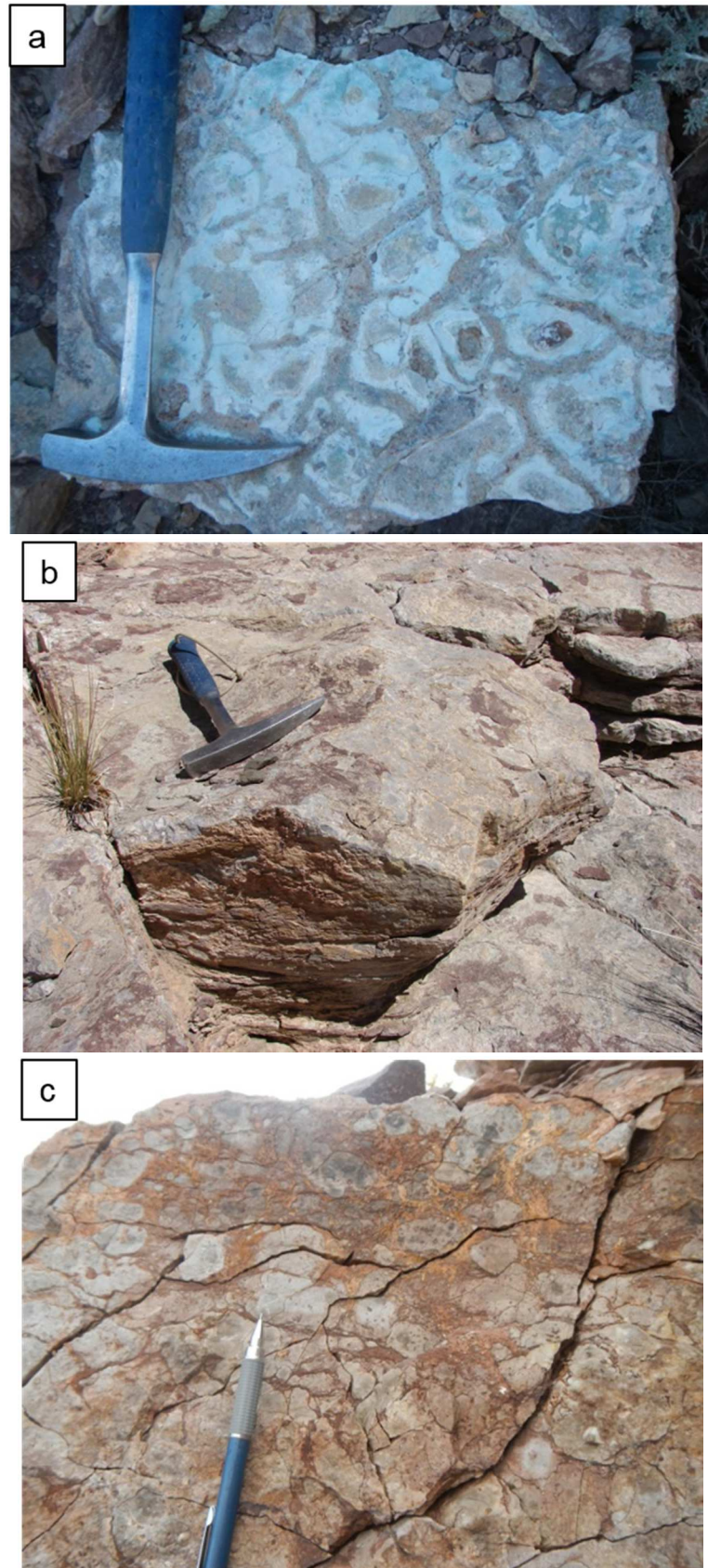


**Figura 42:** a) Camadas de calcário laminado tabulares decimétricas; b) lâminas micríticas levemente crenuladas intercaladas a fenestras cimentadas por calcita.





**Figura 43:** a) Camada dômica associada a nódulos calcíticos e intraclastos; b) intercalação de lâminas sílticas vermelhas em calcário laminado; c) nódulos calcíticos intra-sedimentares (dobras enterolíticas).



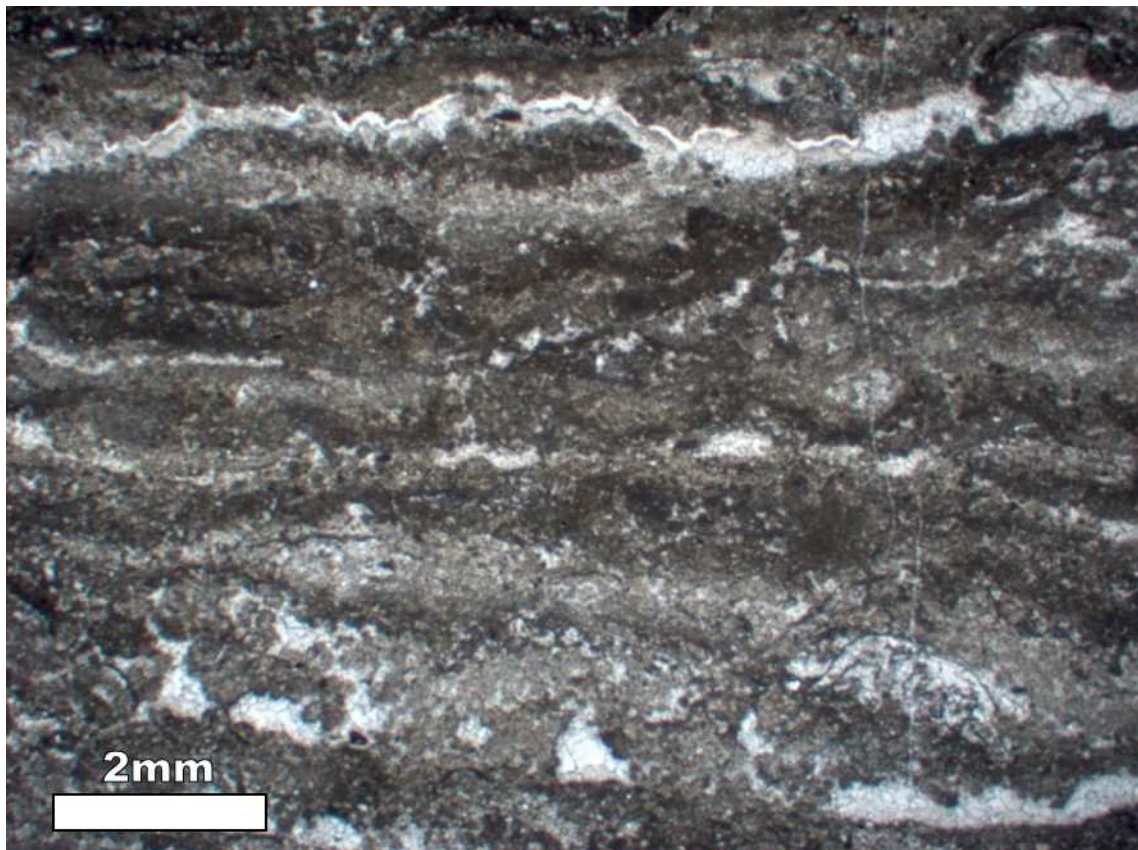
**Figura 44:** Feições de exposição macroscópicas: a) gretas de contração; b) tepee (greta de contração) com visada em perfil e planta; c) brecha (paleossolo) no topo de uma camada de calcário laminado.

Em seção delgada, a fácies calcário laminado corresponde predominantemente a um laminito crenulado. Porém, outras microfácies também são reconhecidas, de acordo com variações no ambiente deposicional, tais como aporte siliciclástico, pedogênese, diagênese e retrabalhamento.

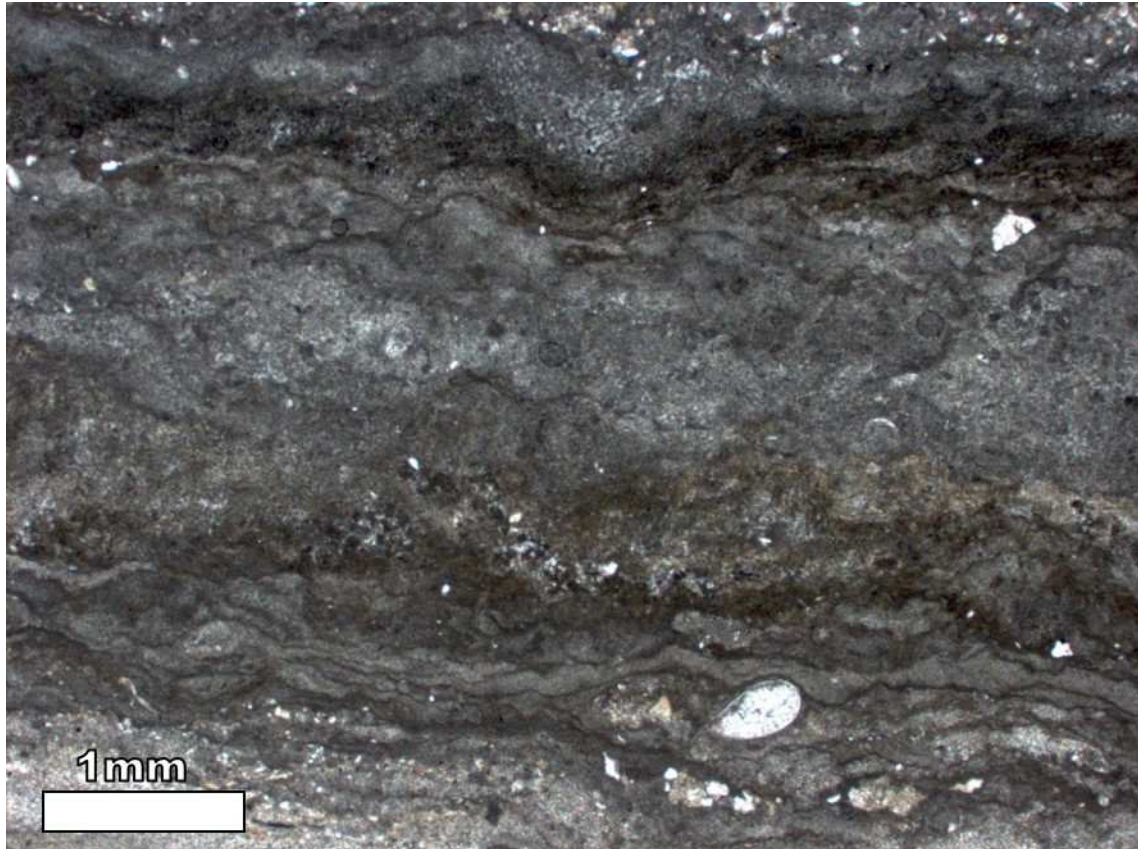
### **Microfácies Laminito crenulado com fenestras (e micro-carstes)**

A microfácies laminito crenulado caracteriza-se pela intercalação de níveis micríticos, mais ou menos densos, de superfície crenulada, e níveis micro-espáticos horizontais, além de fenestras cimentadas por calcita blocosa (Figura 42b, 45). No detalhe das porções micríticas ocorrem lâminas micríticas crenuladas, nas quais localmente há ostracodes articulados ou desarticulados (Figura 46). Alguns dos níveis micro-espáticos são frequentemente substituídos por sílica.

Outra textura comum é a intercalação de níveis grumosos/peloidais e níveis micro-espáticos que destacam pelóides (Figura 49). Ocasionalmente, a intercalação micrítica/espática também ocorre com morfologia dômica.



**Figura 45:** *Intercalação de níveis micríticos e níveis micro-espáticos com fenestras cimentadas por calcita (CP-01b, N//, 1,25x);*



**Figura 46:** Laminação micrítica crenulada; ostracode articulado na base (CP-22, N//, 2,5x).

A textura laminada desigual e descontínua dominada por trama fina (micrítica e micro-espática), grumosa e peloidal dessa microfácies se assemelha a trama de esteiras microbiais litificadas (RIDING, 2011), por isso utiliza-se a denominação para essa microfácies de laminito crenulado, com conotação microbial (TERRA et al., 2010). Nessa microfácies, algumas estruturas micríticas esféricas de 30 $\mu$ m (base da Figura 47) e estruturas cilíndricas alongadas ocorrem localmente nas porções grumosas, e se assemelham a calcimicróbios, porém não foi realizado um estudo de maior detalhe que permita associá-las a comunidades microbianas primárias.

Em análogos recentes, esteiras microbiais são amplamente observadas em contextos deposicionais rasos como nos exemplos marinhos inter-maré e supra-maré das Bahamas, Golfo da Pérsia e Shark Bay (DEMMICO e HARDIE, 1994), e, no exemplo lacustre do *Basin & Range*, ao longo das margens rasas do *Great Salt Lake* (biohermas) (BASKIN, 2013). Assim como esses análogos, os laminitos crenulados estudados devem ser formados em contexto subaquoso bastante raso, e como são frequentemente submetidos à exposição, é possível que sejam depositados em corpos de água rasos temporários (*ponds*).



**Figura 47:** a) fenestras de geometria irregular e descontínuas, cimentadas por calcita e parte silicificadas (cor castanha), observar possíveis calcimicróbios esféricos na parte inferior (setas amarelas) e esferulitos (setas brancas) (CP-22a, N//, 2,5x).

Frequentemente a estratificação de laminitos crenulados é composta por fenestras, ou seja, por espaços maiores que o arcabouço, primários ou penecontemporâneos, alongados horizontalmente ou de geometria irregular, contínuos ou descontínuos (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003). As fenestras são preferencialmente alongadas horizontalmente, contínuas a descontínuas, e possuem espessura milimétrica a sub-milimétrica (Figuras 42b, 48). Também ocorrem com geometria irregular descontínua (Figura 47). As fenestras são cimentadas por calcita blocosa e comumente apresentam nível de sílica microcristalina possivelmente mais tardia.

As fenestras podem ter diversas origens: umedecimento e ressecamento de lama carbonática em condições supra-maré; ressecamento da superfície de esteiras microbiais resultando em enrugamento, arqueamento e separação dos sedimentos adjacentes; desgaseificação de matéria orgânica associada à compactação de bolhas de gás subesféricas (FLÜGEL, 2010). No contexto deposicional da microfácies

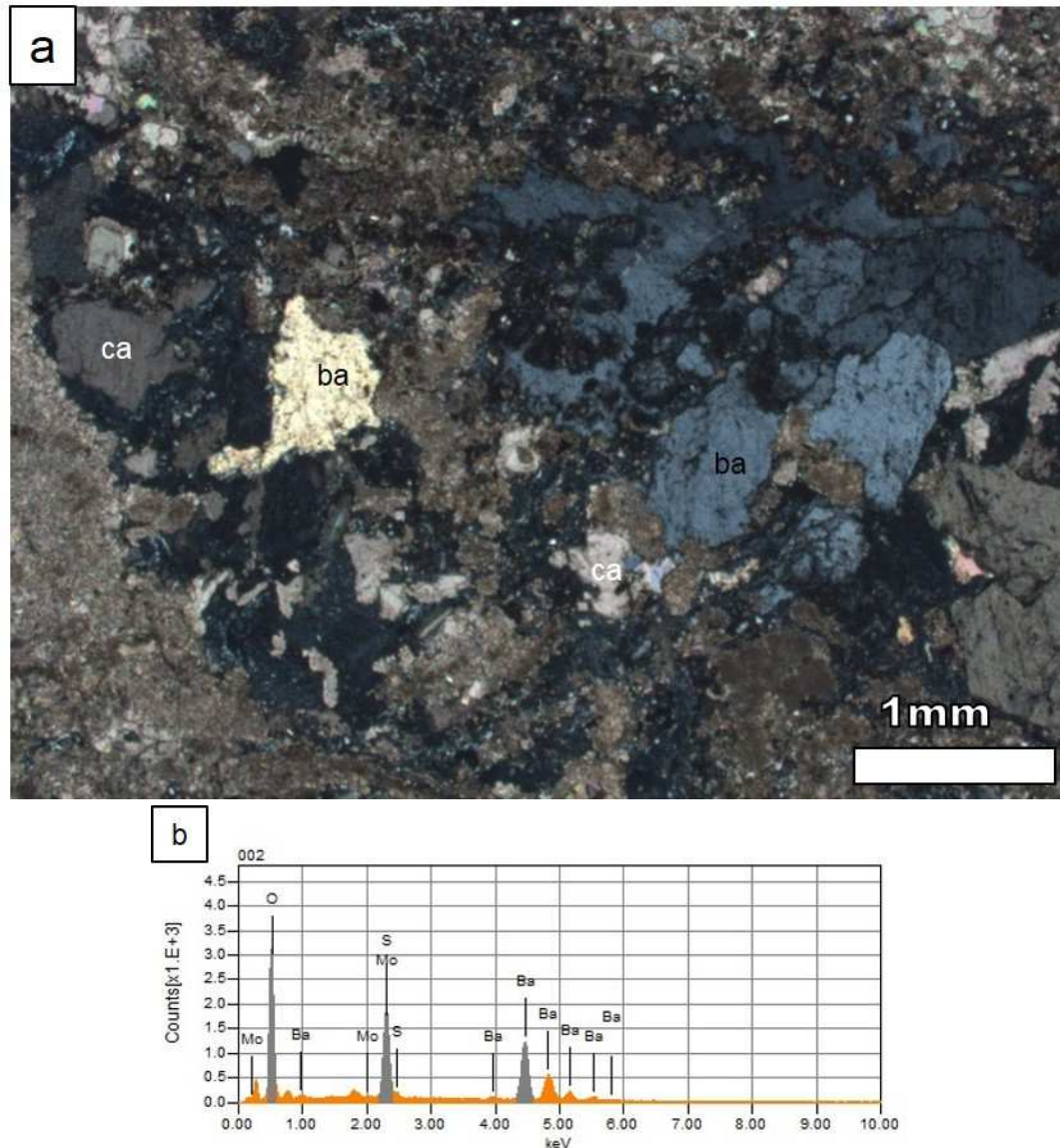
laminito crenulado, a geometria preferencialmente horizontal das fenestras deve ser condicionada pela morfologia das esteiras microbiais.

Por vezes os laminitos crenulados contêm poros de tamanho centimétrico, que foram preenchidos por silte vadoso e cimento de calcita blocosa, o que caracteriza micro-carstes (Figura 48). Essas cavidades se desenvolvem preferencialmente na direção horizontal e podem ter relação com a dissolução e alargamento de fenestras prévias. A presença de silte vadoso evidencia que esse tipo de dissolução ocorreu na zona vadosa, possivelmente associada à eodiagênese por variação do nível freático.



**Figura 48:** a) *Micro-carste com silte vadoso e cimento de calcita blocosa em laminito crenulado com fenestras.*

Comumente as lâminas micríticas dos dos laminitos crenulados são arqueadas, tanto na escala macro como microscópica, por nódulos isolados ou coalescidos (dobras enterolíticas) (figuras 43c). Na maioria das vezes esses nódulos estão cimentados por calcita blocosa, mas localmente amostrou-se nódulo de barita, cuja composição foi confirmada em análises pontuais de EDS/MEV (Figura 49). No interior dos nódulos pode haver relictos de micrita, possivelmente englobados no processo de crescimento de nódulos intrassedimentares.

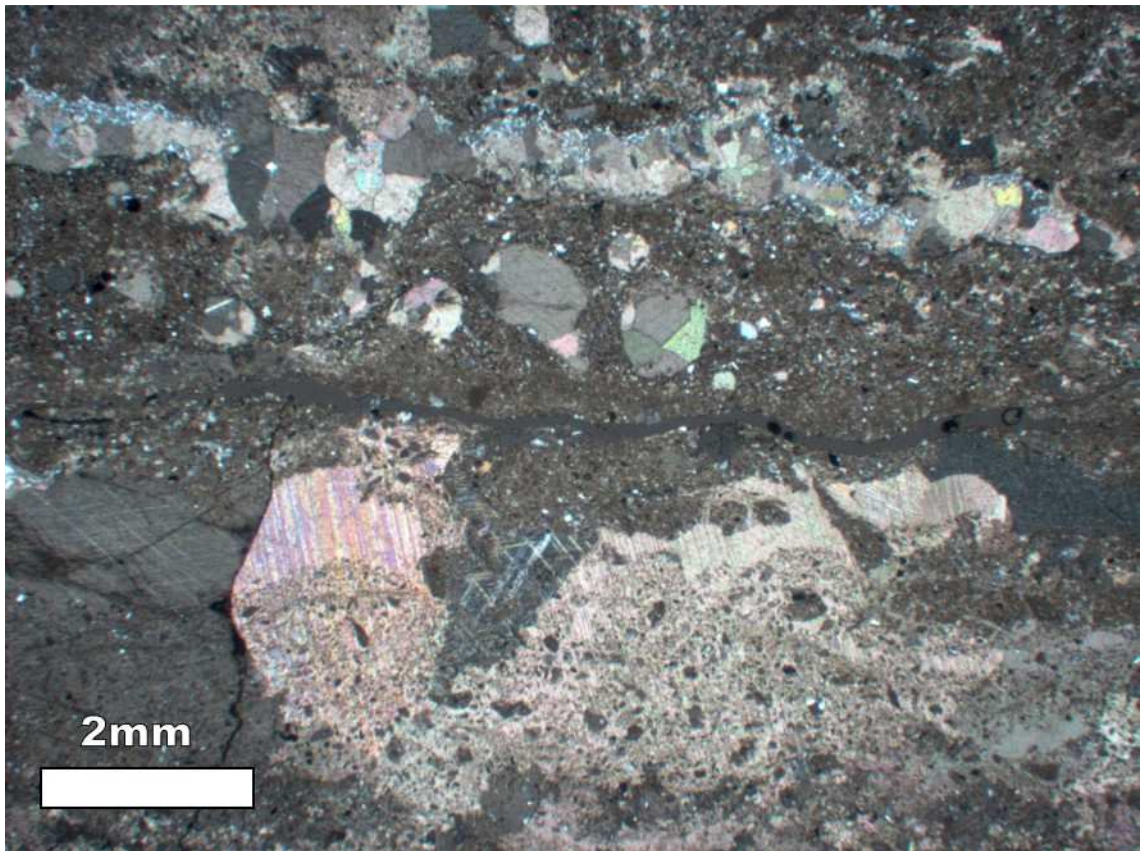


**Figura 49:** a) Cristais de barita (ba) e de calcita (ca) com relictos de micrita entre os cristais, em nível nodular de laminito crenulado (CP-06, NX, 2,5x); b) espectrograma do MEV-EDS com a composição de sulfato de bário.

Os nódulos rompem e causam arqueamento da laminação imediatamente acima deles, e parecem influenciar na geometria das lâminas de sedimentos depositados nas camadas acima, o que sugere que esse tipo de nódulo é penecontemporâneo à sedimentação dos laminitos. Além disso, comumente os níveis com maior concentração de nódulos calcíticos ocorrem bastante brechados e inclusive com estruturas de *tepee*. Dessa forma, interpreta-se que esses nódulos intrasedimentares são originalmente de evaporitos, precipitados por fluidos de poro concentrados, pelo processo de evaporação capilar (WARREN, 2006), na interface

zona vadosa / zona freática, o que pressupõe uma exposição pelo rebaixamento do nível freático.

Outra feição penecontemporânea à sedimentação dos laminitos crenulados é o cimento poiquilítico, que preserva pelóides, intraclastos e uma súpil laminação micrítica em um arcabouço aberto (Figura 50). Essa textura se assemelha ao cimento poiquilítico de gipsita desenvolvido em sedimentos inconsolidados em contexto evaporítico. Nessa textura, a maioria dos grãos parece boiar dentro do cristal de gipsita, provavelmente devido ao deslocamento dos grãos durante o crescimento do cristal evaporítico (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003). O cimento poiquilítico observado é constituído por calcita, mas pode ter sido originalmente de evaporito (substituição). Isso porque, evaporitos podem precipitar e dissolver devido a variações na ressurgência do nível freático, inundações na superfície e reconcentração, de forma que, os únicos indícios de sua existência são sedimentos perturbados com poucos pseudomorfos de halita ou gipsita (WARREN, 2006).



**Figura 50:** a) Cimento calcítico poiquilítico que engloba grãos (pelóides e intraclastos) e súpil laminação micrítica (CP-02, NX, 1,25x); notar também nódulos calcíticos no topo.



O processo de calcitização de gipsita e anidrita ocorre a partir de fluidos de poro pobres em sulfatos, que dissolvem esses minerais e, por isso, se tornam saturados em  $\text{Ca}^{2+}$ . Se neles houver também carbonato, a calcita pode precipitar (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003; WARREN, 2006). A calcitização de nódulos evaporíticos é amplamente documentada onde águas meteóricas reagem com a camada evaporítica na zona freática ativa, também é observada na diagênese tardia (soterramento) e até mesmo por atuação de bactérias sulfato-redutoras (WARREN, 2006). Porém, a textura calcítica blocosa dos nódulos estudados não é diagnóstica sobre o tipo de diagênese e processo atuante.

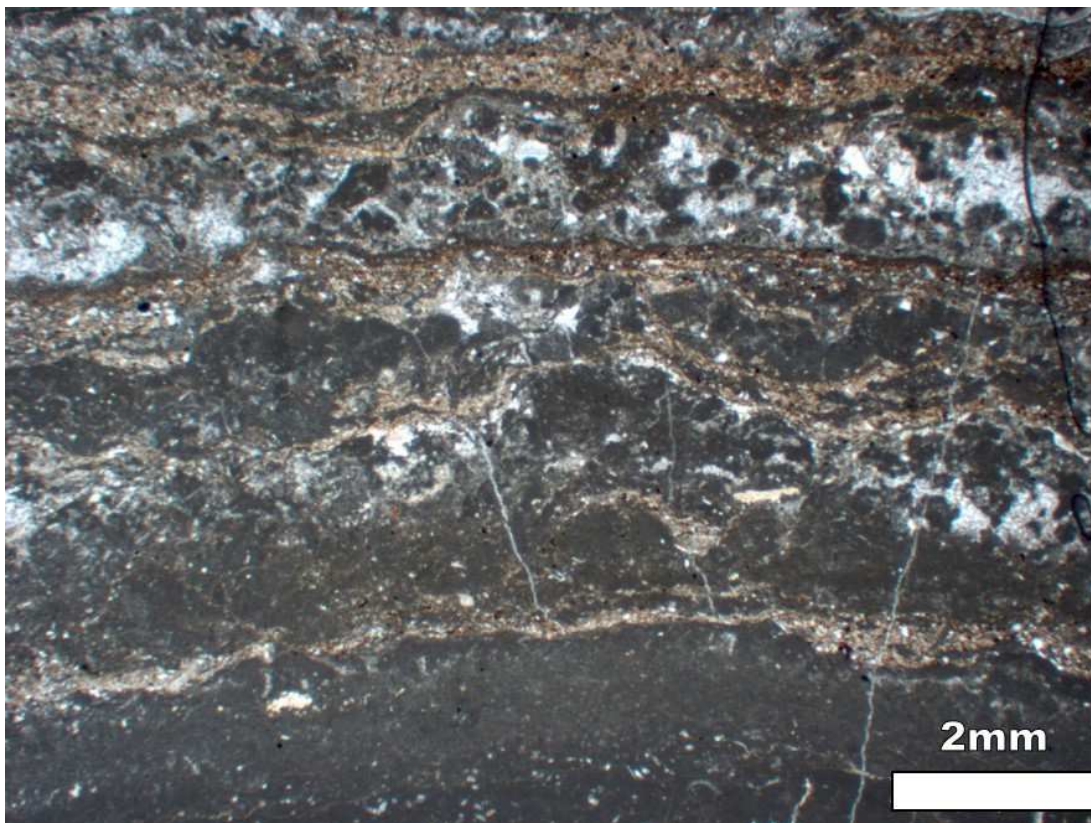
Foram realizadas análises de difratometria de raios-X em rocha total de amostras de laminitos crenulados com nódulos calcíticos e cimento poiquilítico na tentativa de se recuperar algum mineral evaporítico, porém só foi constatada calcita. Apesar disso, considera-se que os nódulos milimétricos a centimétricos, o cimento poiquilítico e as dobras enterolíticas sejam pseudomorfos de evaporitos primários que foram substituídos por calcita. Os raros nódulos de barita possivelmente também são pseudomorfos de evaporito.

### **Microfácies Acamento heterolítico de laminito crenulado e siltito**

Em lâmina petrográfica os calcários laminados associados a níveis siliciclásticos caracterizam-se como um acamento heterolítico interlaminado de laminitos crenulados e de siltitos/arenitos finos. Nessa microfácies também são comuns fenestras cimentadas por calcita e sílica.

As porções micríticas apresentam as mesmas texturas descritas para os laminitos crenulados: intercalações micríticas/espáticas, níveis grumosos/peloidais, fenestras cimentadas.

As lâminas siliciclásticas ocorrem de forma contínua sobre a superfície dos laminitos crenulados. Elas recobrem as crenulações dos laminitos e preenchem os espaços entre crenulações (Figura 51). Essas lâminas são depositadas em momentos de aporte de silte, que não parece ser persistente, pois as esteiras microbiais voltam a se desenvolver na forma de consecutivas lâminas carbonáticas.



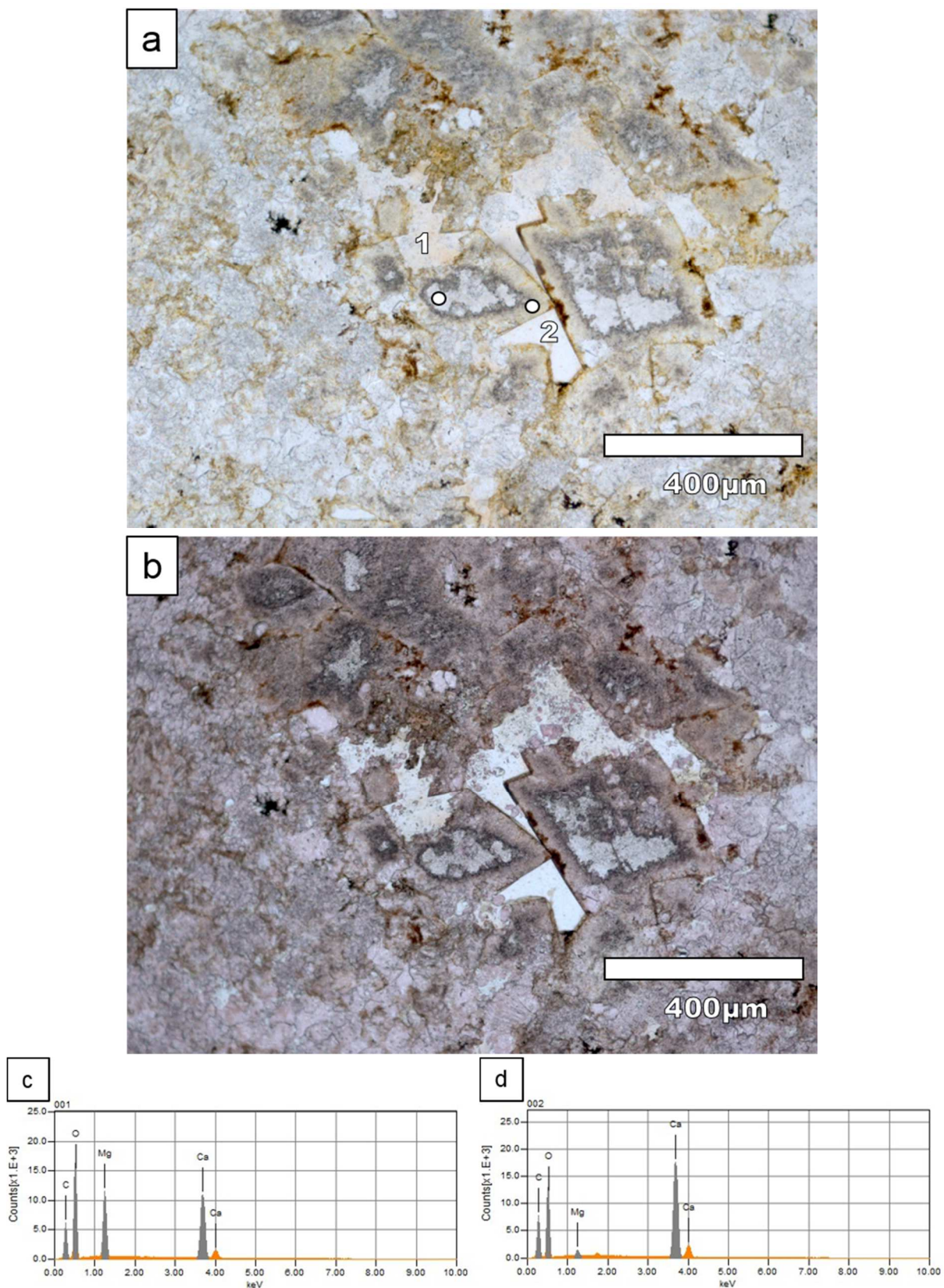
**Figura 51:** a) *Acamamento heterolítico de laminito crenulado e de siltito, notar textura peloidal nas porções de laminito crenulado (CP-24a, N//, 1,25x).*

### **Microfácies Calcário espático**

Alguns níveis dos Calcários laminados são bastante neomorfizados e, por isso, configuram uma microfácies distinta de calcário espático. Essa microfácies é caracterizada por textura cristalina densa, com cristais calcíticos, esferulitos calcíticos e relictos de micrita.

Localmente ocorrem níveis com cristais romboédricos alaranjados que acompanham a estratificação e também ocorrem ao longo de fraturas. Esses cristais são zonados, com borda de cor alaranjada e composição de calcita magnesiana, e centro incolor e composição dolomítica (Figura 52). Essa constituição foi indicada por tingimento com alizarina vermelha e por análises pontuais de EDS-MEV, enquanto que a análise de difratometria de raios-X de rocha total detectou apenas calcita magnesiana. Possivelmente a concentração de dolomitas tenha ficado abaixo do limite de detecção do método, que é de 5%.

Dolomitas e calcitas magnesianas podem formar primariamente em esteiras microbiais associadas ao metabolismo de bactérias sulfato-redutoras



**Figura 52:** a) Lâmina petrográfica pré-tingimento com cristais romboédricos zonados: núcleo incolor e borda alaranjada; b) Lâmina tingida com alizarina: núcleo incolor dolomítico e borda vermelha calcítica; c) espectrograma do núcleo de dolomita (1); d) espectrograma da borda de calcita magnesiana (2) (CP-57, N//, 10x).

(VASCONCELOS e MCKENZIE, 1997). Entretanto, elas também podem ter uma gênese secundária, e no caso das amostras estudadas essa pode ser uma origem mais provável, pois esses cristais são observados exclusivamente em porções neomorfizadas dos calcários laminados, associadas também a fraturas.

### **Microfácies Calcário peloidal com gretas circum-granulares**

A microfácies calcário peloidal com gretas circum-granulares é caracterizada por pelóides e nódulos micríticos envelopados por micrita que são ressaltados por gretas circum-granulares. Tal microfácies ocorre localmente intercalada a microfácies laminito crenulado com fenestras. Ela tem características semelhantes às microfácies da fácies calcário maciço, que serão detalhadas adiante.

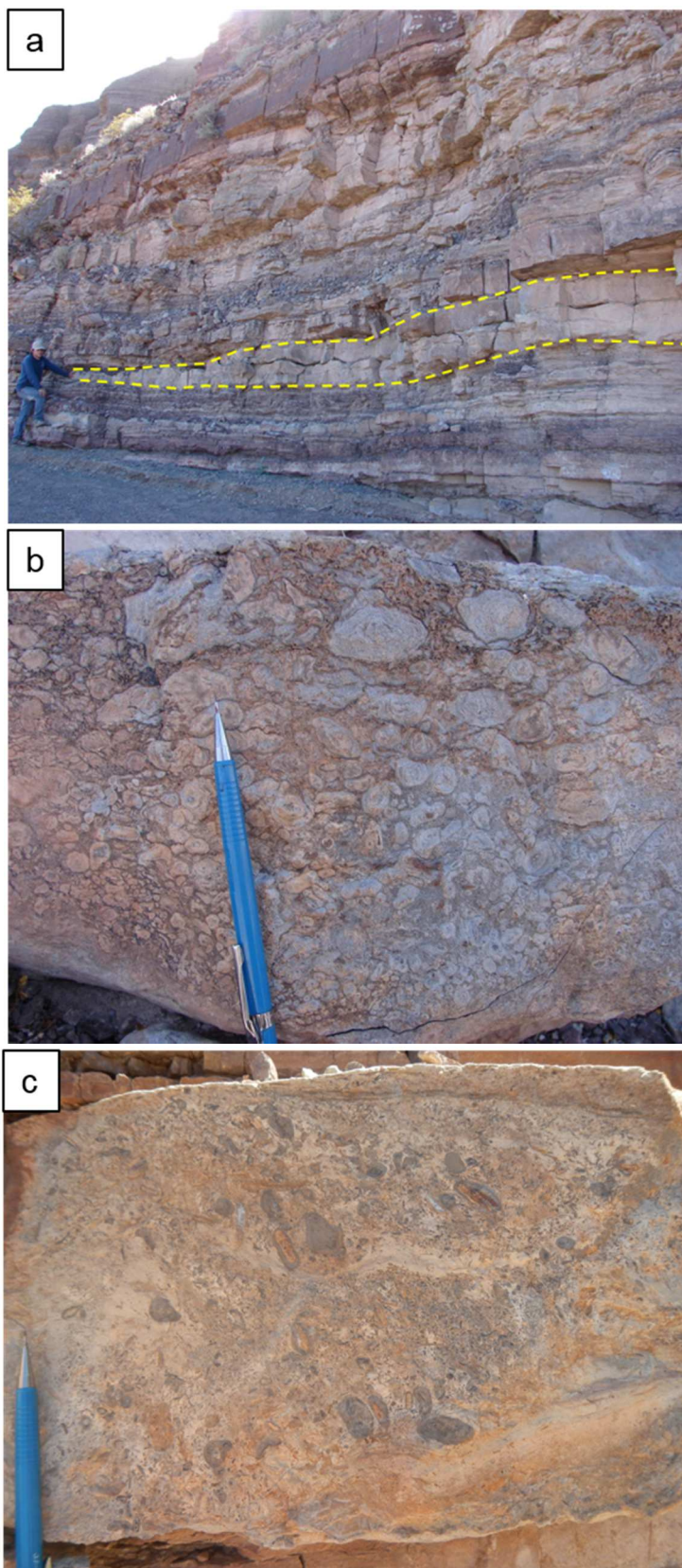
### **Microfácies *Grainstone* intraclástico-peloidal arenoso**

A microfácies *grainstone* intraclástico-peloidal arenoso ocorre localmente como níveis centimétricos intercalados aos laminitos. Esses níveis são compostos por pelóides e intraclastos tamanho areia e por grãos siliciclásticos de tamanho areia fina a silte em proporção de 10 a 20%. Apresentam gradação normal e tem sutil laminação. O processo de formação desses grãos pode ser relacionado à exposição, dessecação e fragmentação com posterior retrabalho por oscilação do nível freático, ou mesmo por retrabalhamento local por correntes aquosas ou por tempestades (*storm layers*).

## **6.4.2. Fácies Calcário oncolítico**

A fácies Calcário oncolítico corresponde no geral a *floatstone* oncolítico, com matriz micrítica/peloidal contendo silte siliciclástico (proporção variada) e, em algumas camadas, carófitas (algas verdes) e subordinadamente ostracodes. Essa fácies ocorre apenas no intervalo carbonático superior (B), intercalada a siltitos, arenitos e calcário laminado.

As camadas tem espessura de 10 a 30cm, são tabulares ou ocorrem como amplas lentes com extensão de cerca de 20m (Figura 53a). Dentro delas pode haver



**Figura 53:** a) Camada lenticular de Calcário oncolítico; b) graduação inversa e disposição preferencialmente horizontal dos oncóides; c) oncóides elípticos que se posicionam em uma direção preferencial (para a esquerda); a matriz micrítica contém carófitos. graduação inversa, com oncóides menores na base e cada vez maiores para o topo (Figura 53b).

No geral os oncóides tem geometria irregular alongada, e se dispõem paralelamente às camadas (Figura 53b). Mas, localmente em uma camada lenticular, os oncóides ocorrem de forma sub-verticalizada e com sutil orientação preferencial em meio a matriz micrítica (Figura 53c).

Os oncóides se caracterizam por lâminas micríticas consecutivas concêntricas, de geometria bastante variada, que contornam um núcleo intraclástico ou bioclástico. Possuem diâmetro entre 0,2 e 5 cm, e tendem a ocorrer com tamanho médio aproximado em cada camada.

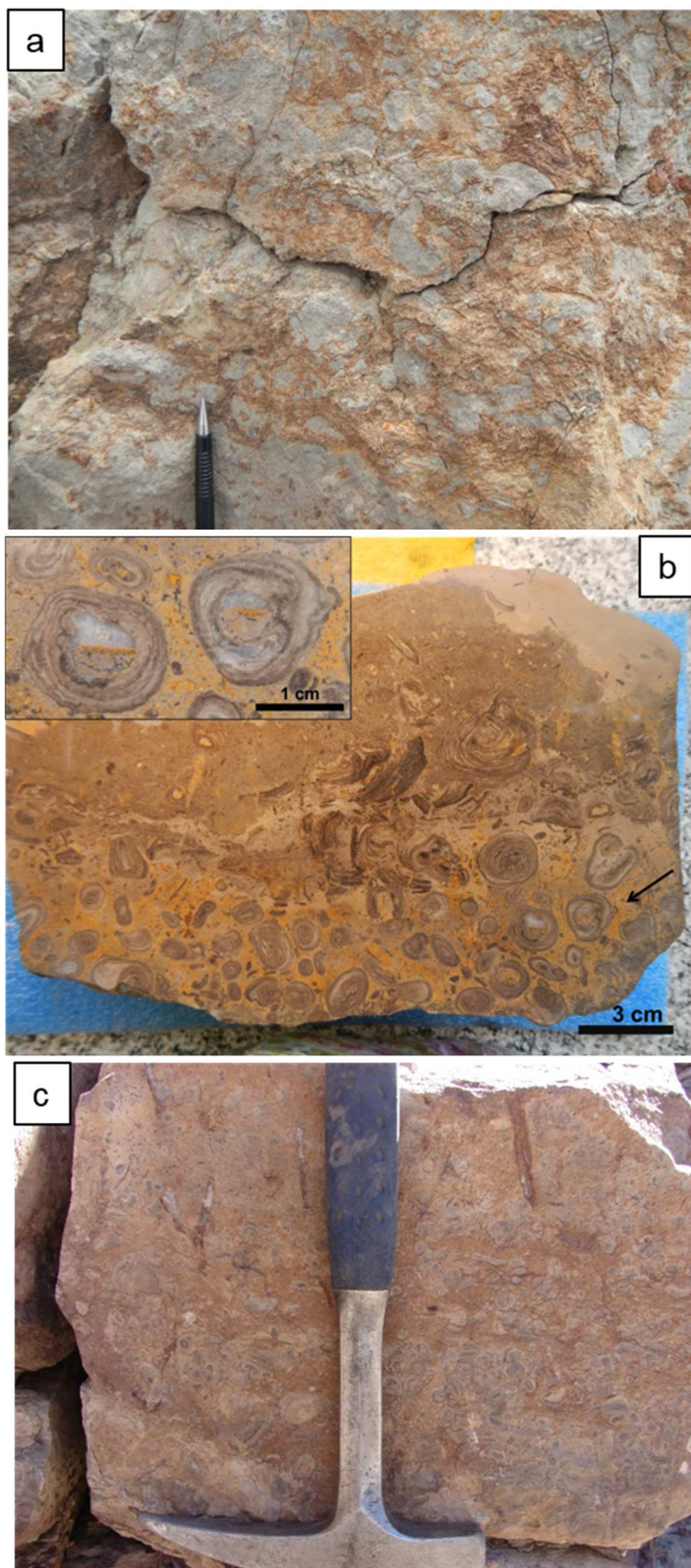
Há oncóides com morfologia esférica a elíptica com lâminas internas concêntricas. Há também oncóides com morfologia irregular e com variações texturais internas, que sugerem crescimento descontínuo ou interrompido, tais como oncóides que desenvolvem geometrias dirigidas, inclusive estruturas domais, ou oncóides que encontram-se internamente fraturados e externamente não.

Especialmente os oncóides maiores, de tamanho 3-6cm, tem morfologia preferencialmente alongada na horizontal, com uma das extremidades mais horizontalizada do que as outras, e por vezes ocorrem coalescidos com núcleos policompostos. Além disso, eles são limitados por partições internas às camadas de espessura similar a de um único oncóide maior (Figura 54a). Essas características sugerem um crescimento condicionado pelo espaço limitado da lâmina d'água.

Os oncóides também ocorrem com crescimento numa direção preferencial, a partir de certas superfícies (Figura 54a, número 3), o que sugere que alguns oncóides se desenvolviam parcialmente enterrados no substrato. Feição semelhante é observada em um nível de estromatolitos dômicos pequenos (4cm) que crescem a partir de uma superfície rígida (intraclastos) (Figura 54b). Em direção ao topo, observa-se que um oncóide limitou o crescimento final dos domos o que indica uma coexistência de ambos, em mesmo contexto deposicional. É interessante notar que o tamanho dos estromatolitos também não ultrapassa 6cm, pois possivelmente essa era a espessura aproximada da lâmina d'água.



**Figura 54:** a) *Oncóides* com morfologia variada: 1 com núcleo policomposto, 2 com base plana horizontal, 3 com geometria dirigida para o topo; notar partição interna da camada que limitam os *oncóides* maiores; b) *Estromatolitos* dômicos na base com crescimento limitado por *oncóide*; o *oncóide* pertence a um intervalo perturbado com matriz neomorfizada e *intraclastos oncolíticos*.



**Figura 55:** a) Calcário perturbado/silicificado, com fragmentos de oncóides sem laminação preservada; b) floatstone oncolítico na base seguido por um nível perturbado com intraclastos de oncóide, e wackestone de carófitas no topo; destaque para estrutura geopetal no núcleo dos oncóides; c) bioturbação tubular vertical (rizólito).



Ressalta-se que a fácies calcário oncolítico frequentemente ocorre com níveis perturbados, caracterizados por oncóides rompidos e quebrados, que geralmente ocorrem associados a níveis neomorfizados/silicificados (Figuras 55a, b). Comumente observa-se bioturbação vertical por raiz (Figura 55c). Além disso, o núcleo dos oncóides geralmente ocorre dissolvido e cimentado por calcita blocosa, e localmente observa-se que parte do núcleo está parcialmente preenchido por silte vadoso, formando uma estrutura geopetal. Todas essas características evidenciam que essa fácies é frequentemente exposta e submetida a condições vadasas, o que sugere um contexto deposicional bastante raso.

Foram caracterizadas três microfácies, descritas a seguir.

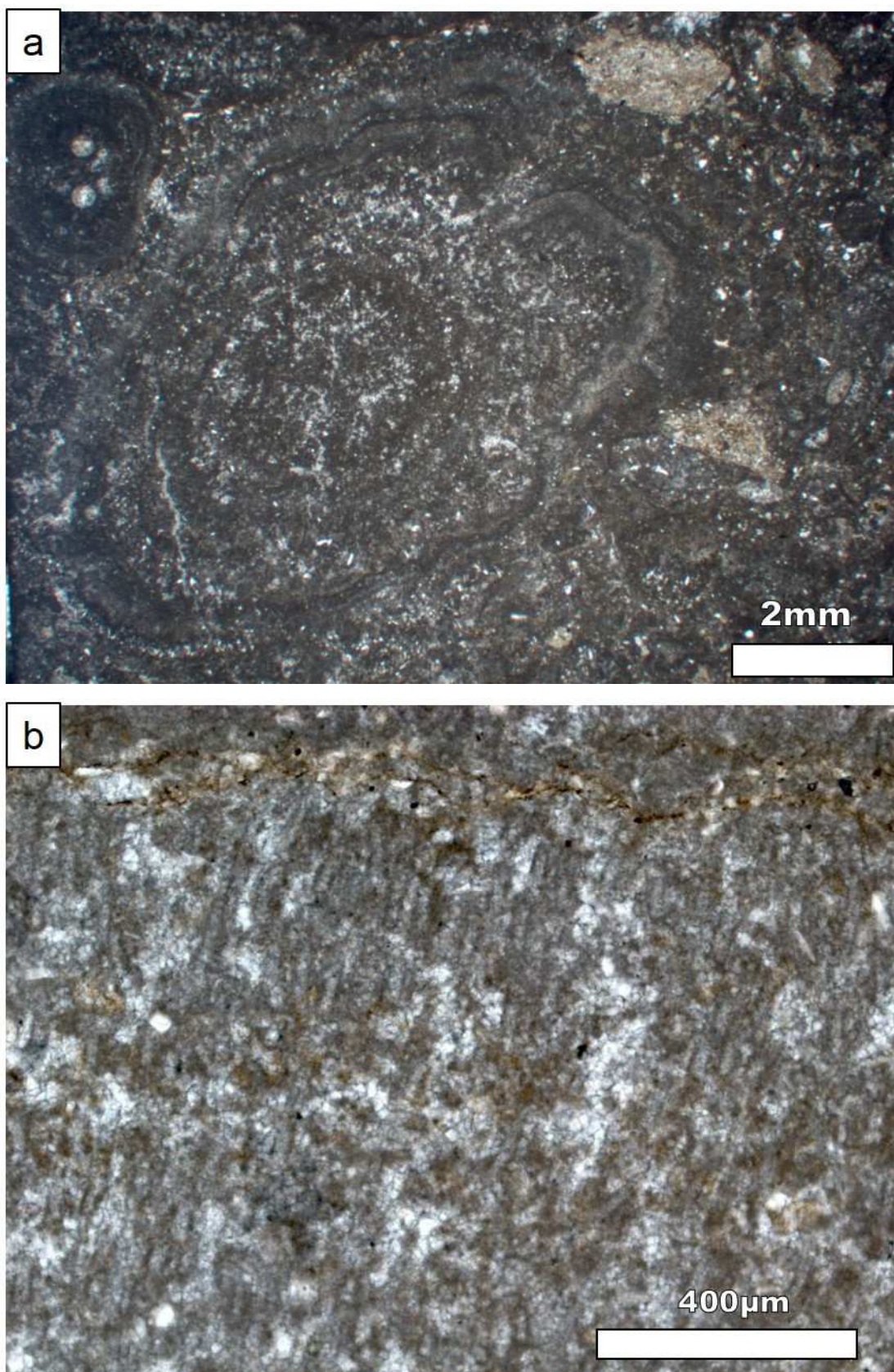
### **Microfácies *Floatstone* oncolítico em matriz micrítica/peloidal síltica**

Essa é a microfácies predominante dentre os calcários oncolíticos. Corresponde a *floatstone* oncolítico de matriz micrítica, na qual ocorrem pelóides submilimétricos (< 0,2 mm), concentração de carófitas com ostracodes em alguns níveis, e até 20% de silte siliciclástico disperso (ou areia muito fina). A fração siliciclástica é composta por quartzo, feldspato, biotita, clorita e shards (Figura 57).

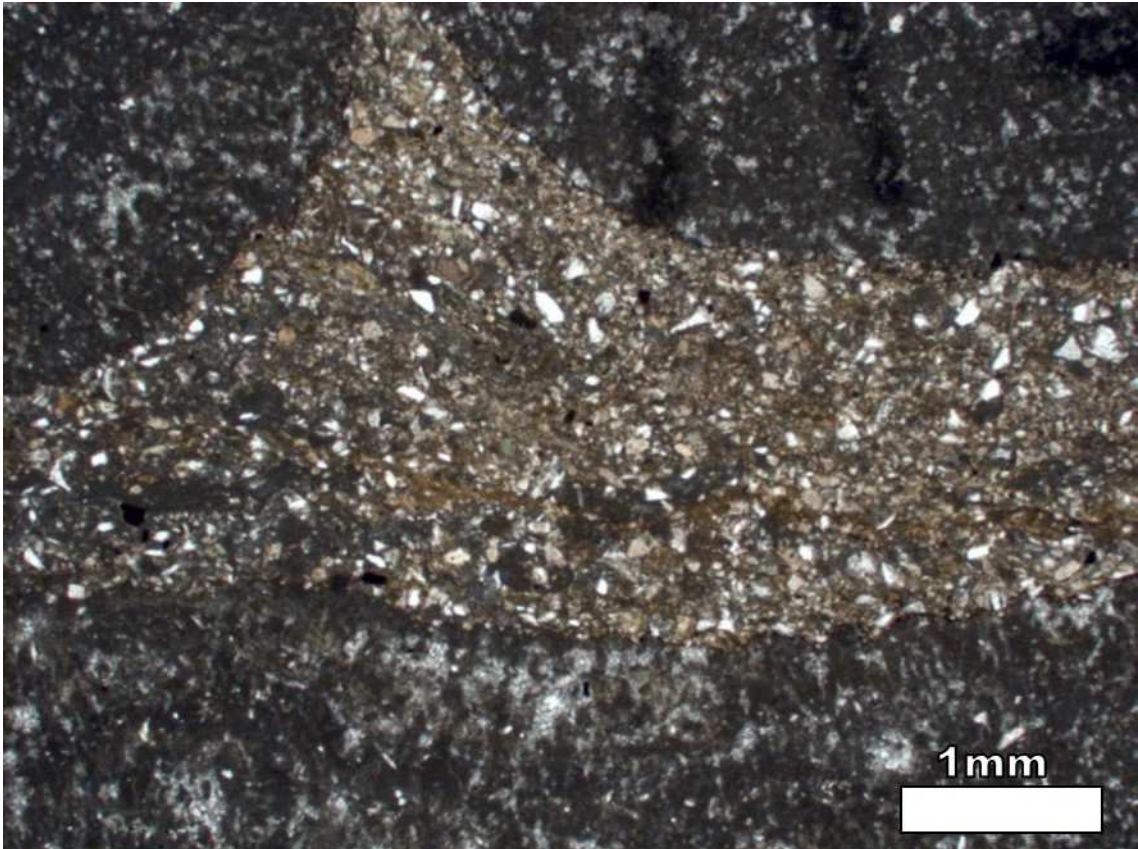
Nos oncóides, os envelopes micríticos tendem a ser lisos, mas localmente também ocorrem crenulados. Internamente são bastante micríticos, às vezes possuem silte siliciclástico disperso ou concentrado entre lâminas sucessivas.

A geometria dos oncóides é heterogênea, como observado na macroscopia. Os oncóides esféricos e concêntricos tendem a preservar, entre os envelopes micríticos, calcimicróbios, de comprimento médio de 400µm, alinhados densamente, acompanhando todo o envoltório do oncóide de forma perpendicular (Figura 56b). Essas características denotam formação de oncóides em condições deposicionais tranquilas nos corpos aquosos rasos colonizados por comunidades microbiais.

Já os oncóides de morfologia irregular são excêntricos, ou possuem variação na espessura de lâminas micríticas internas (Figura 56a) e no neomorfismo ao longo do oncóide, ou ainda possuem crescimentos dirigidos restritos a algumas porções do oncóide (Figura 58a). Essas características denotam crescimento interrompido provavelmente associado a condições ambientais mais variáveis, como por exemplo, exposição, pedogênese, bioturbação ou alguma cobertura de sedimentos



**Figura 56:** a) *Oncóide irregular com núcleo grumoso/espático; notar fraturas internas (CP-47b, N//, 1,25x); b) calcimicróbios preservados entre envelopes micríticos do oncóide (CP-47a, N//, 10x).*



**Figura 57:** *Matriz micrítica com pelóides e grãos siliciclásticos entre oncóides (CP-66a, N//, 2,5x).*

siliciclásticos. Esse tipo de influência também é indicada por oncóides com bordas rompidas e com fraturas internas.

O núcleo dos oncóides é intraclástico ou bioclástico. Os núcleos intraclásticos podem ser fragmentos de *mudstone*, de oncóide ou de textura grumosa/peloidal. Todos esses tipos de fragmentos são das fácies carbonáticas da seção de estudo. Os fragmentos de *mudstone* geralmente contém ostradodes ou silte, os de oncóides apresentam lâminas micríticas ou calcimicróbios, e os fragmentos grumosos/peloidas tem textura similar a alguns oncóides ou a laminitos crenulados.

Os núcleos bioclásticos são de restos de carófitas (*gyrogonitas* e hastes), comumente compostos por uma carófitas, mas ocorre também aglomerados de carófitas como núcleo (Figura 58b). Localmente ocorrem carófitas também entre os envelopes micríticos do oncóide.

Feições de dissolução e cimentação são mais comuns no núcleo dos oncóides, que podem estar totalmente ou parcialmente cimentados por calcita blocosa. Em alguns casos, a dissolução/cimentação ocorre também em todo oncóide,

e pode estar relacionada a pequenas fissuras (Figura 56a). A dissolução/cimentação preferencial dos núcleos pode ter relação com sua composição mais instável.

### **Microfácies *floatstone* oncolítico com carófitas e ostracodes**

As camadas de *floatstone* oncolítico com carófitas e ostracodes tem oncóides com núcleo bioclástico (carófitas) em matriz micrítica-peloidal com carófitas e valvas de ostracodes. Podem ser preservados também calcimicróbios alongados dispersos em meio a matriz micrítica (Figura 59).

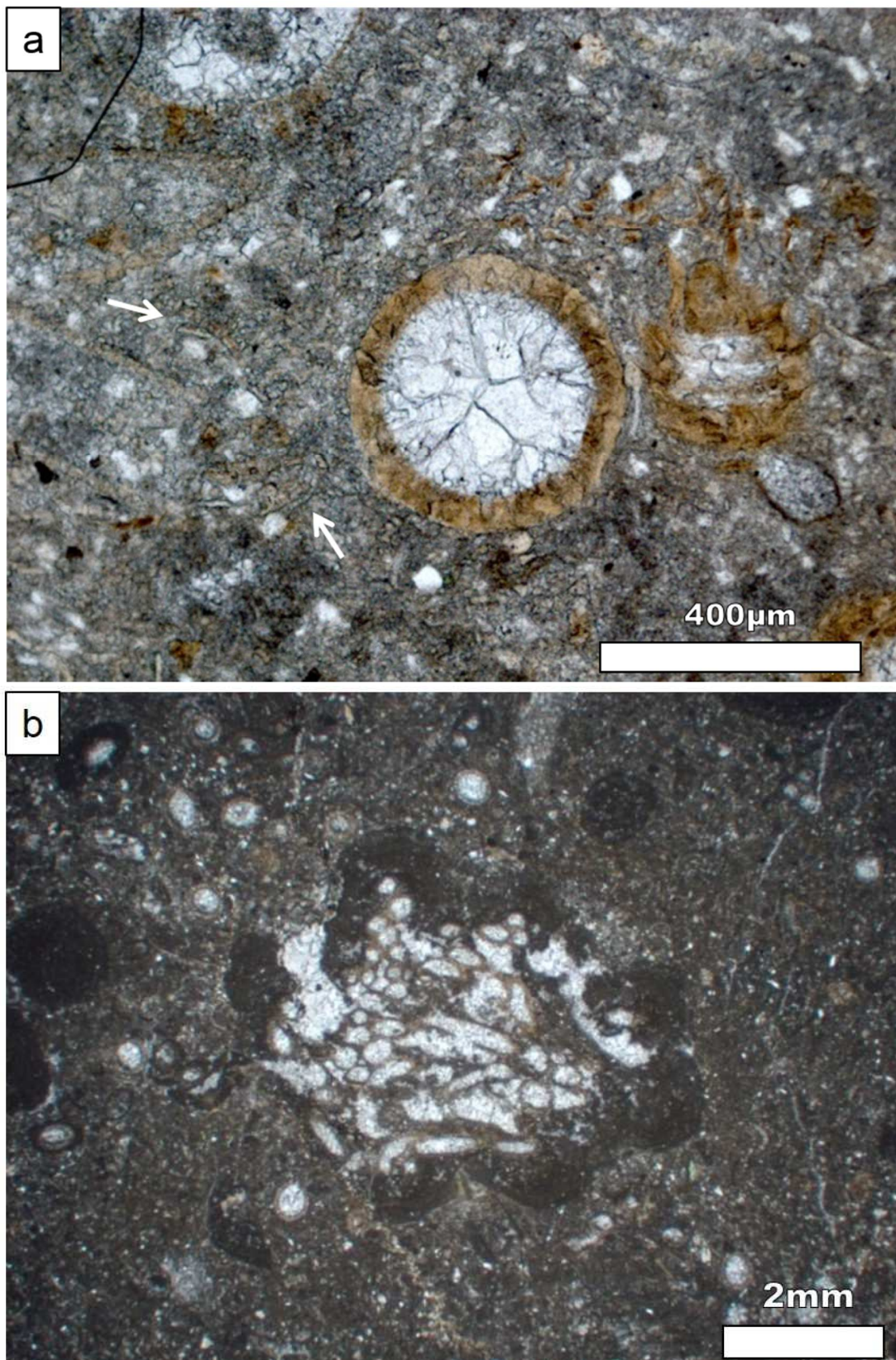
As estruturas das carófitas que são calcificadas são as *gyrogonitas* e os nós e inter-nós da haste da alga verde (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003). Na microfácies, as *gyrogonitas* são circulares, de cor alaranjada, morfologia espiralada, e anel com diâmetro entre 0,1 mm a 0,6mm (Figura 58a). Já os inter-nós possuem estrutura calcítica mais fina, e morfologia tabular com até 2mm de comprimento (Figura 60b). As carófitas ocorrem em corpos aquosos continentais, tipicamente de água doce a salobra, e por serem algas fotossintetizantes necessitam de águas límpidas (SCHOLLE e ULMER-SCHOLLE, 2003), cupando a zona fótica de corpos aquosos.

Localmente, ocorre nível de coquina de ostracodes composto por fragmentos de ostracodes e de inter-nós de carófitas, o que indica episódios de retrabalhamento, possivelmente relacionados a tempestades (Figura 59).

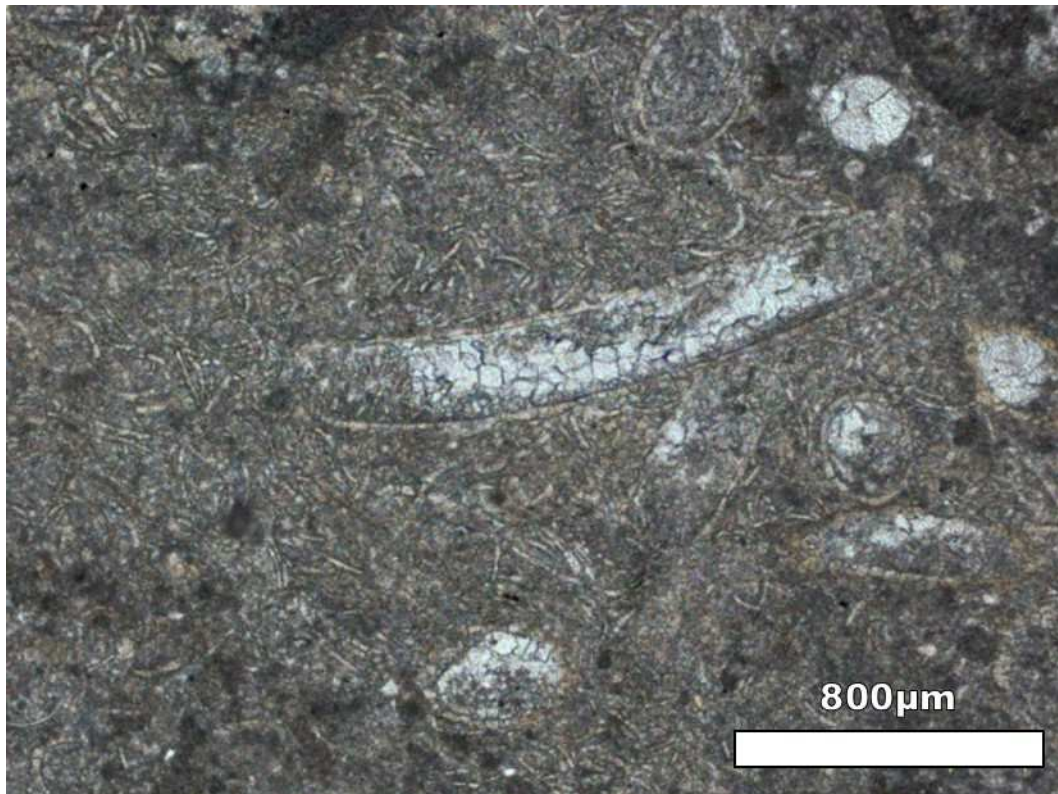
### **Microfácies *Floatstone* de intraclastos oncolíticos com matriz neomorfizada**

Os *floatstones* oncolíticos também ocorrem com textura bastante modificada. Em afloramento, observa-se silicificação pervasiva da matriz e ausência de preservação dos envelopes micríticos dos oncóides (Figura 55a).

Em lâmina petrográfica, corresponde a uma microfácies diagenética de *floatstone* de intraclastos oncolíticos com matriz intensamente neomorfizada que ocorre parcialmente silicificada (cor acastanhada). Essa matriz contém abundantes cristais romboédricos e esferulitos de composição calcítica, confirmada por tingimento com alizarina vermelha e análises pontuais de EDS-MEV (Figura 59). O teor de grãos



**Figura 58:** a) *Gyrogonitas* em floatstone oncolítico com carófitas (CP-55b, N//, 10x) em corte transversal (centro) e tangencial (direita), notam-se também possíveis calcimicróbios alongados dispersos na matriz micrítica; b) oncóides com núcleo de carófitas: de gyrogonita (circular) e de inter-nó (elíptico) (CP-56, N//, 1,25x).



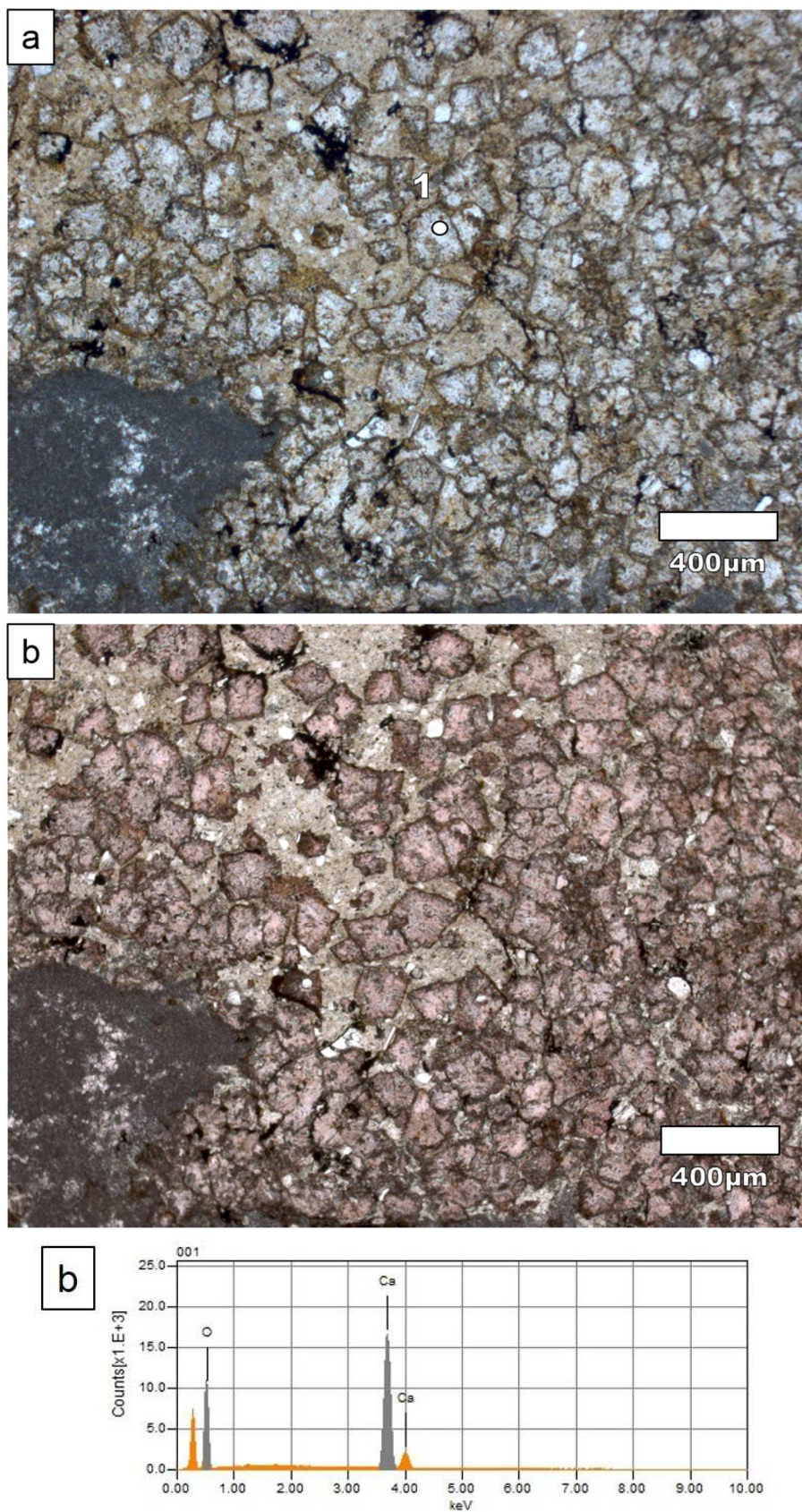
**Figura 59:** *Coquina de ostracodes e fragmentos de carófitas (inter-nós) (CP-55b, N//, 5x).*

siliciclásticos varia entre 5-10%, com tamanho silte e areia muito fina, e compostos por feldspatos, biotita, clorita.

Os fragmentos de oncóides possuem bordas irregulares/corroídas e por vezes sem preservação das lâminas concêntricas. Observam-se fragmentos com textura micrítica ou grumosa/espática.

### **Microfácies *Floatstone* síltico com oncóides**

Associada aos *floatstones* oncolíticos com matriz micrítica/peloidal síltica ocorre a microfácies de floatstone síltico com oncóides. Essa microfácies tem matriz semelhante, de mesma composição micrítica/peloidal, mas com maior proporção de grãos siliciclásticos, silte ou areia muito fina, de 30%, e apresenta menor proporção de oncóides, os quais tem ocorrência apenas localizada.



**Figura 60:** a) Matriz neomorfozada parcialmente silicificada (castanha) com cristais incolores pré-tingimento; b) tingimento por alizarina com cristais rosados calcíticos; c) espectrograma de EDS-MEV em cristal romboédrico de calcita (CP-17, N//, 5x).

Os oncóides são estromatólitos esféricos (RIDING, 2000) formados por lâminas concêntricas a partir de algas/cianobactérias em ambiente sub-aquoso. Tal gênese é evidenciada pelos calcimicróbios preservados entre os envelopes micríticos. Por isso, a forma dos oncóides depende do tipo de comunidade microbiana, taxa de acreção dessa comunidade, disponibilidade de luz e nutrientes.

Já o tamanho dos oncóides parece ser controlado pela lâmina d'água disponível, pois, em uma mesma camada, os vários oncóides se desenvolvem de maneira semelhante, sem qualquer estrutura trativa que os selecionem. Eles possuem morfologia bastante variada, com tamanho limitado e mostram evidências de crescimentos micríticos interrompidos, o que sugere deposição em lâmina d'água bastante rasa, da ordem de 3-6cm, que é o tamanho dos oncóides maiores.

As recorrentes feições pedogenéticas e neomorfismo observados nas fácies de calcário oncolítico são consistentes com corpos aquosos bastante rasos, do tipo *ponds*. Nesse ambiente raso não há potencial hidrodinâmico para a formação de correntes trativas que selecionem grãos, o que permite a decantação de micrita e deposição de restos de carófitas e ostracodes.

A geometria lenticular de algumas camadas em que oncóides apresentam orientação preferencial sub-vertical, em matriz micrítica-peloidal, e o alto teor de grãos siliciclásticos sugere também a formação de oncóides em pequenos canais aquosos interrompidos, colonizados por comunidades microbianas-algais e carófitas, em momentos de escasso aporte de siliciclásticos. Isso permite a preservação da micrita, dos pelóides dispersos e o crescimento dos oncóides. Esses pequenos canais podem ocorrer adjacentes ou internamente aos *ponds*.

Um análogo para as fácies oncolíticas em contexto rifte é o Lago Magadi, no leste africano, que é caracterizado por uma planície de inundação sazonal em que são formados oncóides discóides de 1 a 3cm, cuja morfologia é condicionada por lâmina d'água delgada e intensa evaporação (CASANOVA, 1986).

Ressalta-se que as condições ambientais dos corpos aquosos em que depositaram os oncóides deva ser similar àquelas dos laminitos crenulados, pois ambos ocorrem em contexto deposicional de *ponds*.



### 6.4.3. *Fácies Mudstone*

A *fácies mudstone* ocorre de forma muito localizada, com espessura centimétrica, intercalada às *fácies* de calcário laminado e oncolítico, por isso não está representada nos perfis levantados. Ressalta-se que essa *fácies* só foi observada no intervalo carbonático B.

Em afloramento ocorre como camada cinza-clara, de 3 cm de espessura, tabular, maciça, com de gretas de contração poligonares no topo. Essas gretas são bastante proeminentes, têm 1 cm de largura e profundidade de 3cm que atinge a *fácies* subjacente de calcário laminado. Na interface entre as duas camadas, ocorre uma região micro-cárstica, com cimentação calcítica e infiltração de silte avermelhado, semelhante ao que preenche a greta vertical, o que indica que o processo de cartificação é sincrônico ao de formação das gretas (Figura 61).

Dois microfácies são reconhecíveis: *mudstone* com ostracodes e *mudstone/wackestone* com carófitas.



**Figura 61:** a) Camada de *mudstone* sobre a qual ocorrem gretas de contração poligonais que atingem a *fácies* subjacente de calcário laminado.

### **Microfácies *mudstone* com ostracodes**

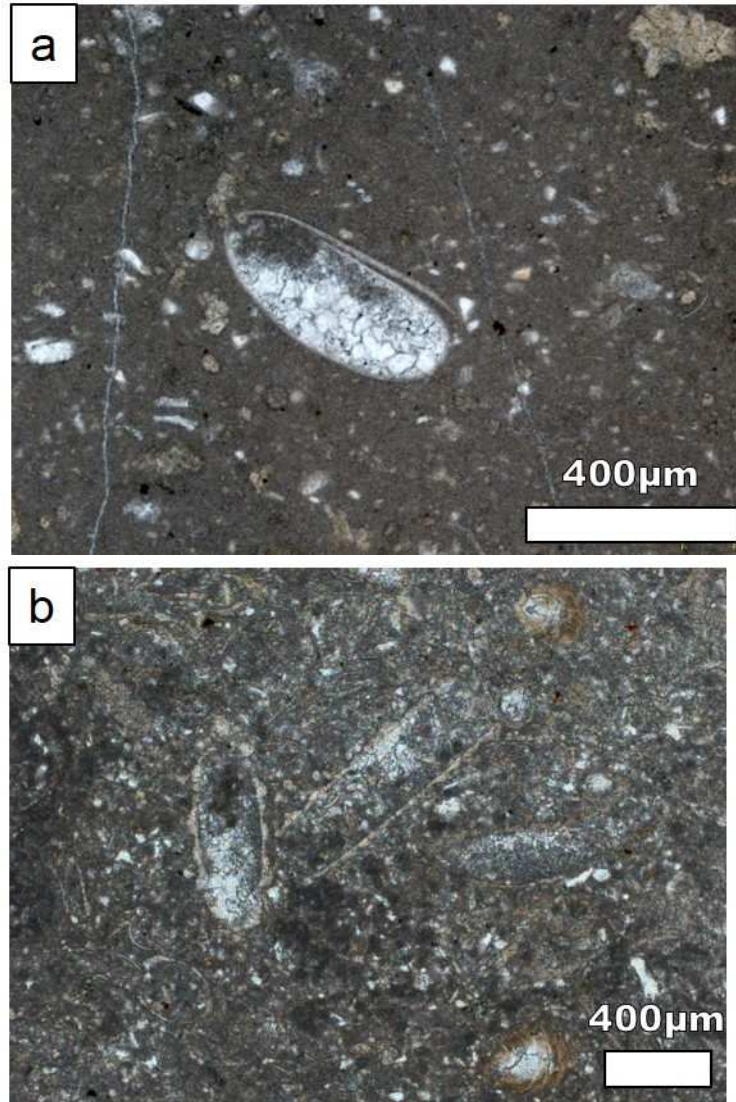
A microfácies *mudstone* com ostracodes é bastante homogênea, sendo composta por micrita maciça densa com ostracodes articulados e desarticulados dispersos. Os ostracodes íntegros medem em média 0,5cm de comprimento e 0,22cm de largura. Essa microfácies também é observada nas fácies oncolíticas como núcleo de oncóides.

### **Microfácies *mudstone a wackestone* com carófitas e ostracodes**

Essa microfácies caracteriza-se por carófitas e ostracodes dispersos em matriz micrítica, algo peloidal, parcialmente neomorfizada, contendo silte siliciclástico. Ocorrem *gyrogonitas*, nós e inter-nós de carófitas e valvas de ostracodes articulados e desarticulados.

A fácies *mudstone* é um depósito subaquoso em ambiente de baixa energia, dada a composição de micrita homogênea e a ocorrência de ostracodes articulados, depositados *in situ*. A micrita pode ser originada por *whittings*, ou seja, por precipitação bioinduzida por microorganismos ou por precipitação química a partir de sobressaturação química da coluna d'água (FLÜGEL, 2010).

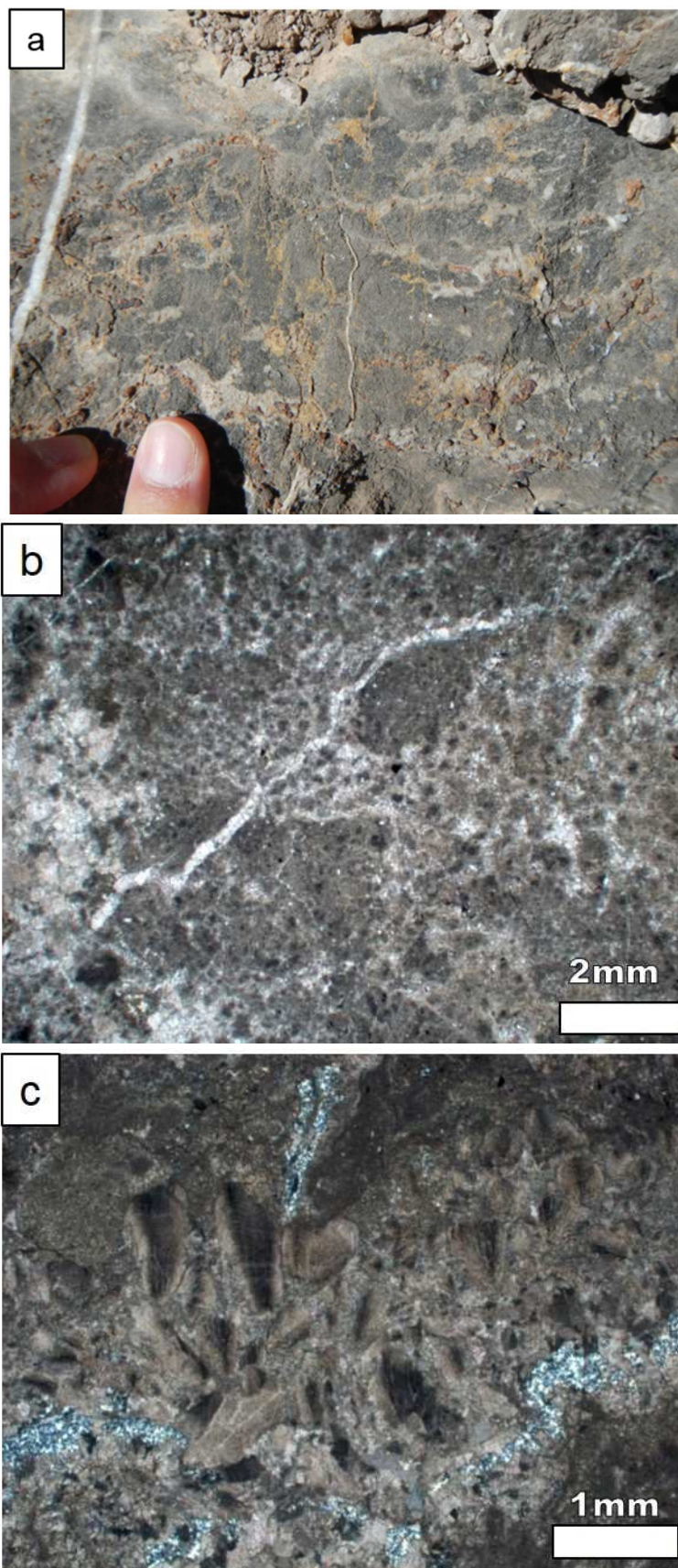
Como essa fácies ocorre intercalada à calcário laminado e nela é observada expressiva greta de contração, considera-se deposição em corpos de água temporários rasos (*pond*). Possivelmente a condição ambiental para deposição dos *mudstones* seja a menor salinidade, associada a momentos de expansão das planícies úmidas, evidenciada pela microbiota de ostracodes e carófitas. Enquanto que os laminitos possuem feições que indicam condições ambientais mais salinas, como pseudomorfos de evaporitos, *tepees*, e microbiota restrita, com ocorrências de ostracodes, e, possivelmente, são formados quando as planícies estão mais contraídas e dessecadas.



**Figura 62:** a) *Aspecto maciço do mudstone e detalhe de ostracode articulado (CP-59, N//, 10x); b) wackestone com carófitas e ostracodes em matriz micrítica-peloidal (CP-55b, N//, 5x).*

#### 6.4.4. Fácies Calcário grumoso

Outra fácies de ocorrência rara, restrita ao topo da seção carbonática (A) é a fácies calcário grumoso, caracterizada por grumos micríticos (*clots*) cinza-escuros, de tamanho centimétrico (Figura 63a), que na classificação de Riding (2000), baseado na definição original de Aitken (1967), corresponde a trombólito. Ela ocorre lateralmente a calcários laminados, com camada de 20cm de espessura, e não foi representada no perfil levantado.



**Figura 63:** a) Calcário grumoso caracterizado por porções micríticas densas e porções espáticas; b) porção densa tem textura micrítica e grumosa-peloidal (CP-45, N//, 1,25x); c) porção espática com cristais de calcita facicular (shubs) (NX, 2,5x).

Em lâmina petrográfica caracteriza-se por arcabouço micrítico-grumoso-peloidal bastante aberto, cujos interstícios espáticos são compostos por calcita facicular (*shrubs*) (Figura 63). Localmente, nas porções espáticas ocorre recristalização de calcita para sílica microcristalina.

O calcário grumoso também é interpretado como microbialito e possivelmente, assim como os calcários laminados, ocupa o mesmo contexto deposicional em corpos aquosos rasos. A ocorrência restrita dessa fácies, sem microbiota e estruturas sedimentares diagnósticas, limita interpretações paleoambientais. Mas tentativamente, tomando como base os depósitos microbiais proterozóicos do Grupo Nama, Namíbia (GROTZINGER, 2000), em que trombolitos são de ambiente submaré e laminitos de ambiente intermaré/supramaré, pode-se considerar os calcários grumosos (trombolitos) como ocorrências de lâmina d'água relativamente maior do que as fácies de calcário laminado. Ressalta-se que essa comparação se limita apenas à possível influência do espaço de acomodação no tipo de textura microbial, pois os depósitos citados são de contexto marinho, bastante distinto do ambiente continental de *ponds* rasos evidenciado pelas fácies carbonáticas de Cerro Puntudo.

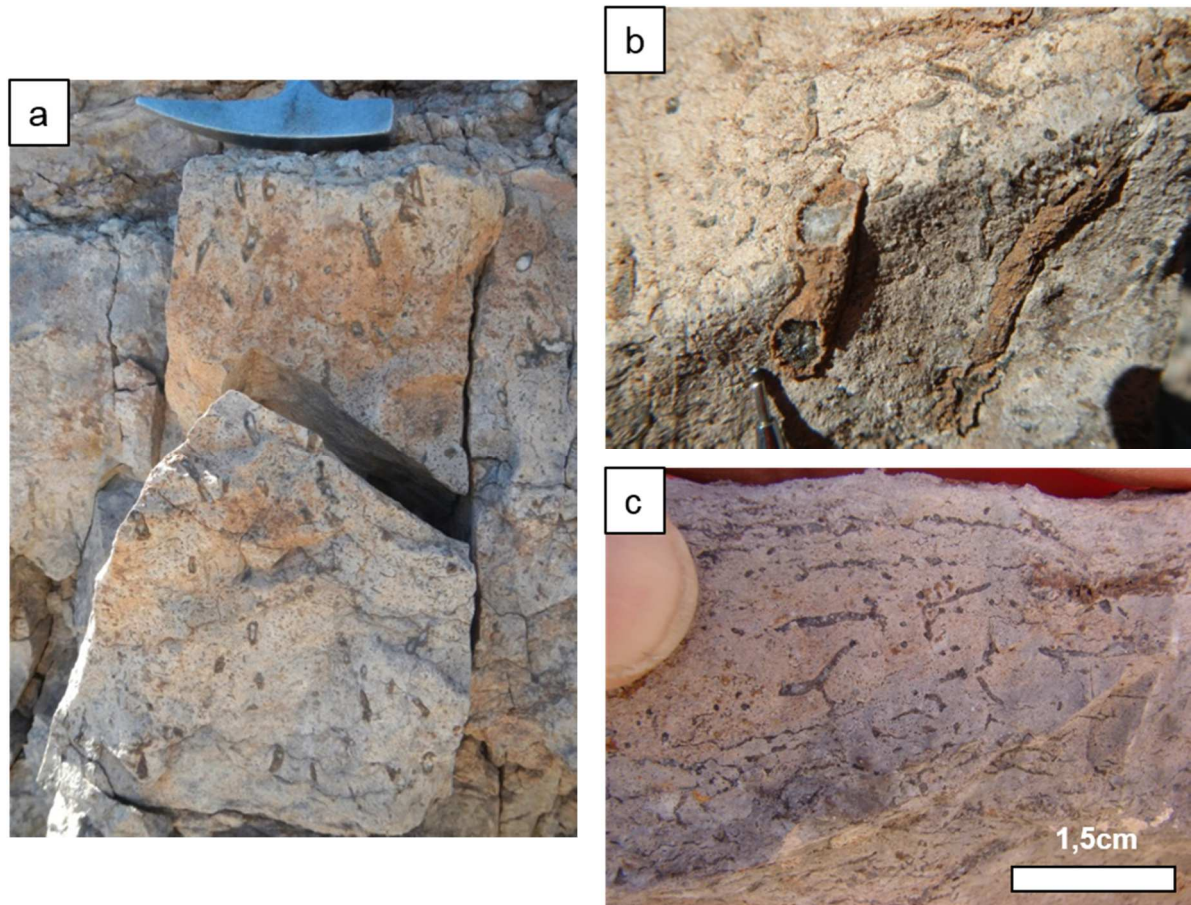
#### **6.4.5. Fácies Calcário maciço a bioturbado**

Essa fácies ocorre como camadas tabulares maciças decimétricas (15 a 40 cm), de cor cinza, geralmente bioturbada por raízes e com fenestras e fissuras cimentadas por calcita (Figura 64).

Nessa fácies se reconhecem três microfácies: calcário micrítico peloidal com grãos envelopados, calcário micrítico com gretas circum-grulares e calcário com rizólitos, que ocorrem relacionadas, inclusive em uma mesma lâmina petrográfica.

#### **Microfácies Calcário micrítico peloidal com grãos envelopados (*coated grains*)**

Essa microfácies é caracterizada por textura pseudo-granular dada por pelóides, nódulos micríticos maciços e grãos envelopados (*coated grains*) dispersos em matriz micrítica (Figura 65).

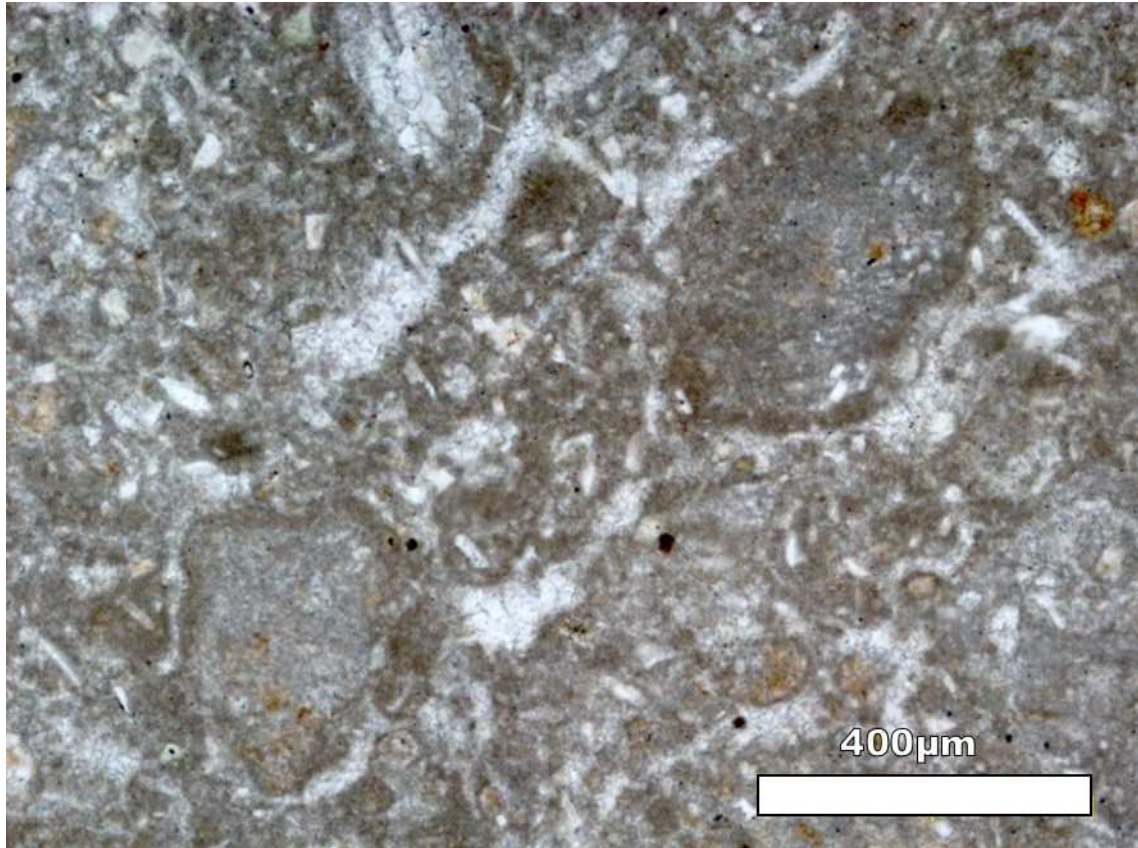


**Figura 64:** a) *aspecto maciço com bioturbação tubular centimétrica (CP-43); b) detalhe de rizólito (CP-43); c) fenestras de espessura milimétrica horizontais e fissuras tríplíceis (possíveis gretas circum-granulares alargadas) (CP-21).*

A matriz micrítica tem aspecto heterogêneo, com porções neomorfizadas irregulares e variada dispersão de silte e, subordinadamente, areia siliciclástica e vulcanoclástica, com proporção de até 10%.

Os pelóides correspondem a grãos micríticos densos, arredondados, sem envoltório e sem estrutura interna, geralmente com tamanho menor que 0,2mm. Já os nódulos micríticos tem tamanho maior, comumente entre 0,4 e 0,6mm, são maciços, homogêneos, compostos por micrita densa, ou heterogêneos, compostos também por silte e esparita. Quando esses nódulos apresentam envoltório micrítico, descontínuo ou contínuo, caracterizam grãos envelopados.

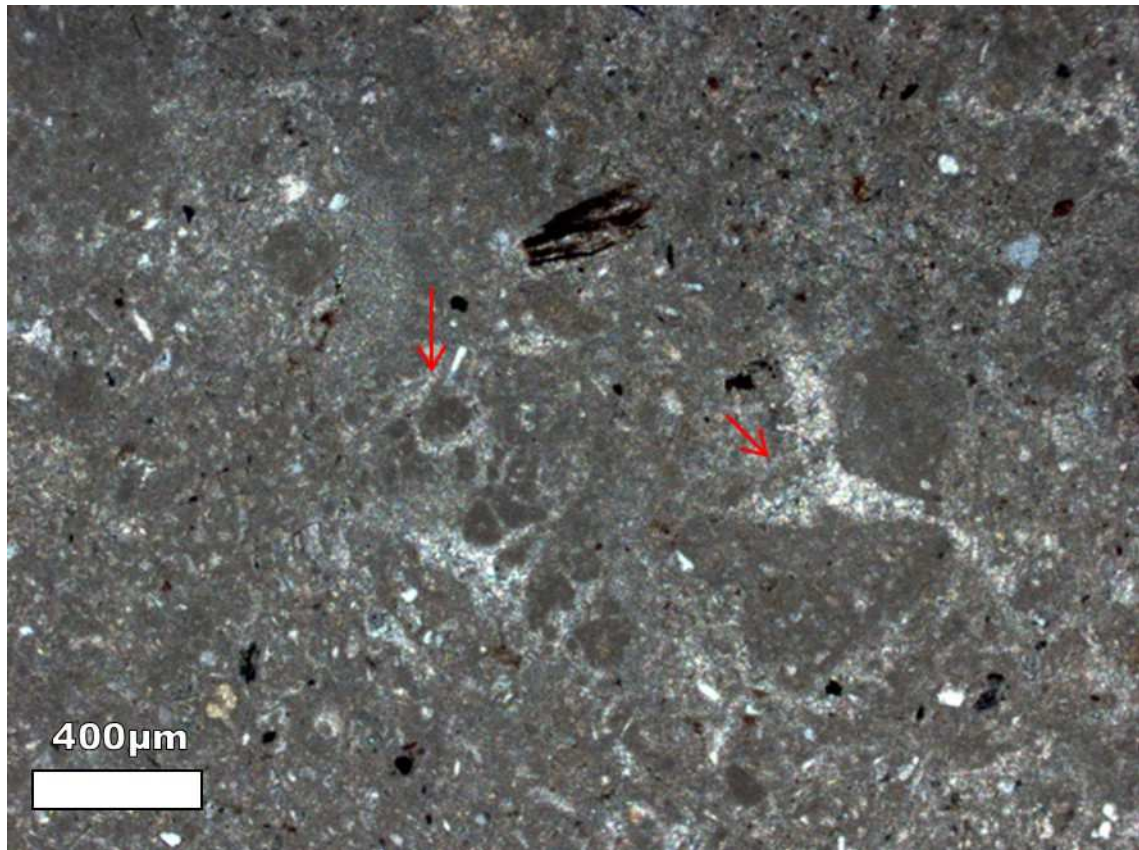
Os nódulos micríticos, grãos envelopados e pelóides dão à rocha um aspecto pseudo-granular, que é mais nítido quando eles são circundados por micro-fissuras cimentadas por calcita. A textura não é completamente granular, pois ainda se observam porções micríticas homogêneas pouco neomorfizadas.



**Figura 65:** *Nódulos com envórtorios micríticos contínuos (coated grains) (CP-08, N//, 10x).*

### **Microfácies Calcário micrítico com gretas circum-granulares**

Essa microfácies caracteriza-se por textura micrítica com micro-fissuras de formato tríplice a circular, de 0,1 a 0,5mm de extensão, que comumente delineiam pelóides, nódulos micríticos e grãos envelopados (Figura 66). Esse tipo de fratura não tectônica geralmente é formada pela alternância de processos de contração e expansão em solos e são denominadas de gretas circum-granulares (ESTEBAN e KLAPPA, 1983). A formação das gretas circum-granulares parece ser um dos principais procesos para a formação dos grãos micríticos observados nas microfácies do calcário maciço a bioturbado.



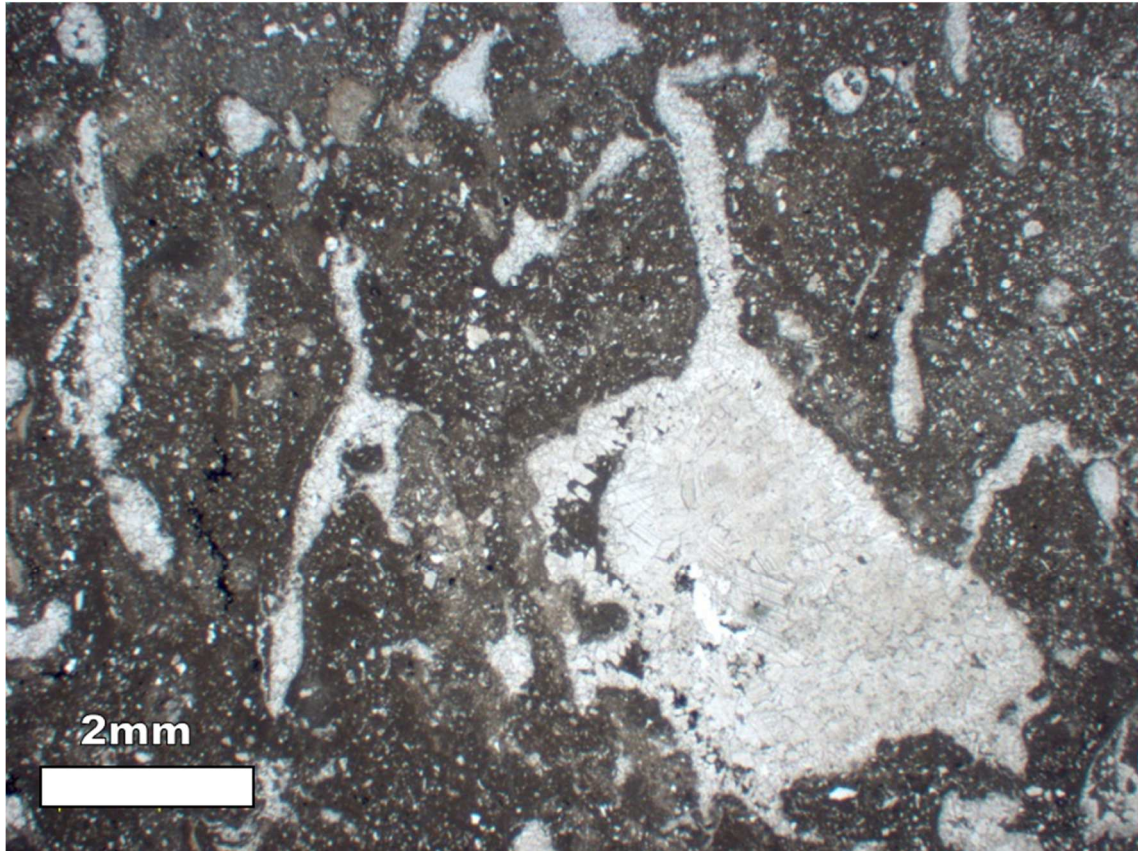
**Figura 66:** *Gretas circum-granulares, cimentadas por calcita, que ressaltam os pelóides e nódulos micríticos (setas) (CP-08, NX, 5x).*

### **Microfácies Calcário micrítico com rizólitos**

Caracteriza-se por textura micrítica com cavidades sub-verticais contendo calcita espática. As cavidades são comumente tubulares, verticalizadas, e podem ocorrer bifurcadas. Tem tamanho macroscópico, de 1 a 8 cm de comprimento e 0,5 a 1 cm de largura (Figura 67).

Geralmente as cavidades ocorrem cimentadas por calcita, em uma fase de calcita blocosa, ou no caso das cavidades maiores, com até três fases de cimento. Algumas cavidades possuem também sutis lâminas micríticas concêntricas à parede externa da cavidade tubular ou uma crosta calcítica. Todas essas feições são denominadas rizólitos (ESTEBAN e KLAPPA, 1983), ou seja, estruturas organosedimentares produzidas em raízes pela acumulação e/ou cimentação em volta, cimentação dentro, ou substituição de raízes por minerais.

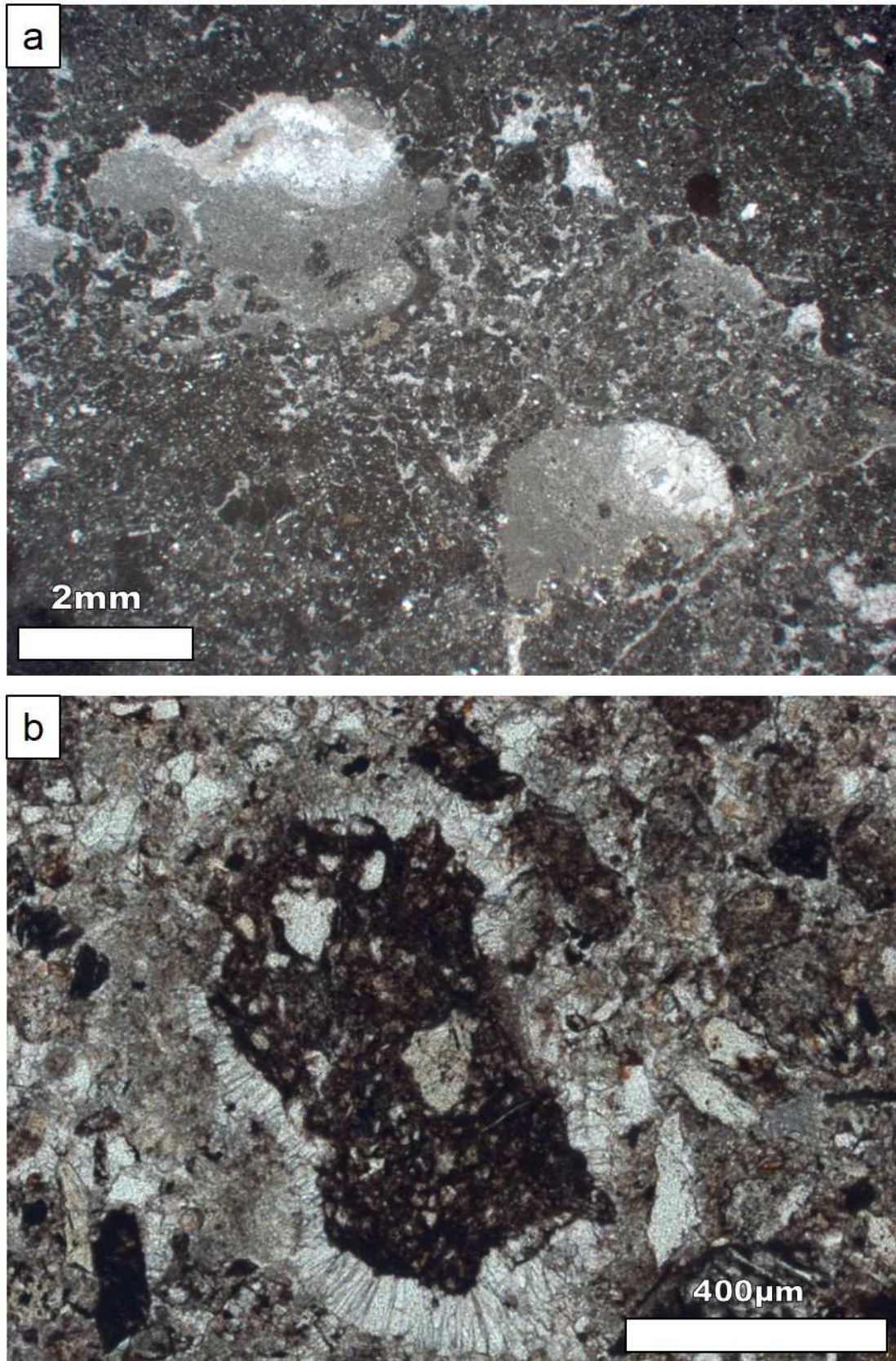




**Figura 67:** *Microfácies Calcário com rizólitos: cavidades verticais, bifurcadas, cimentadas por calcita (CP-11, N//, 1,25x), que no detalhe apresentam borda com envelopes micríticos externos.*

Em todas essas microfácies são comuns feições típicas de zona vadosa, tais como silte vadoso preenchendo rizólitos e cimento pendente (ou micro-estalactite) (Figura 68). Também ocorre textura fenestral laminada (Figura 64c), que apesar de distintas gêneses em variados ambientes deposicionais, pode, nesse contexto, estar relacionada a condições vadosas.

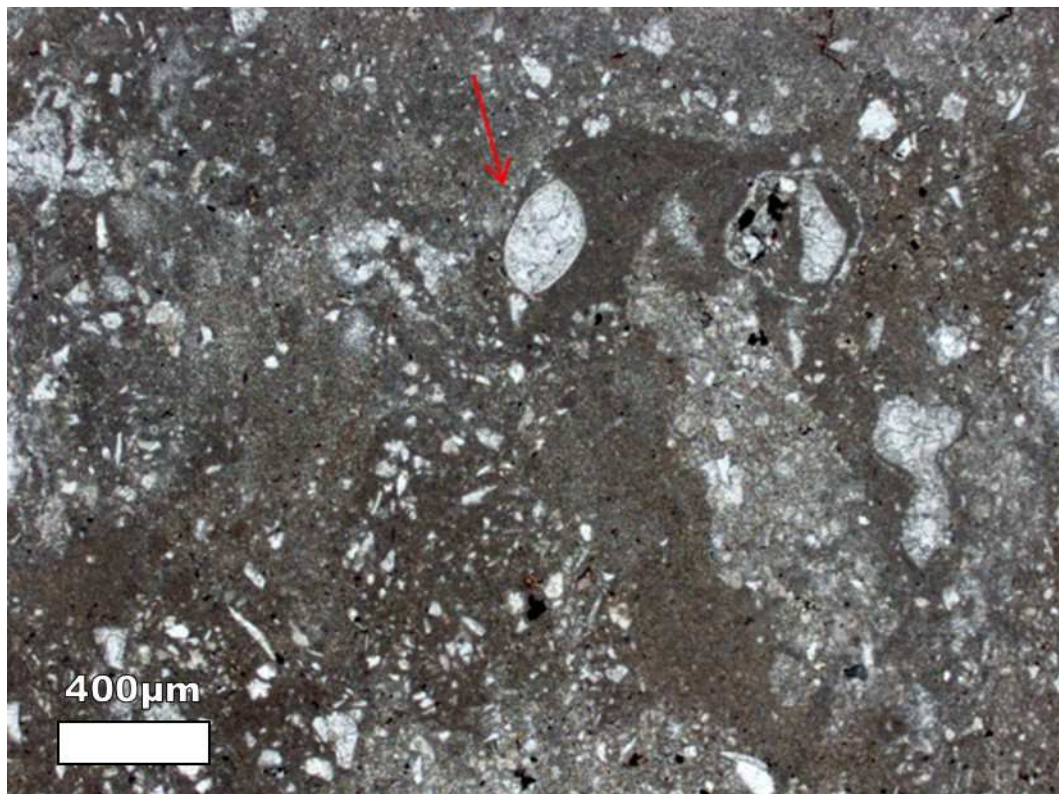
A fácies calcário maciço a bioturbado possui texturas que evidenciam processos pedogenéticos e de variação do nível freático, típicos de ambiente palustre, que se desenvolvem preferencialmente na região vadosa e freática superficial. As gretas circum-granulares são formadas por repetida umidificação e ressecamento do substrato carbonático, e juntamente com o sistema de raízes, que se desenvolve em busca do nível freático, contribuem para a fragmentação do substrato e formação da textura granular. A variação do nível freático pode retrabalhar e concentrar os fragmentos (nódulos, pelóides, intraclastos) e, ainda contribuir para a formação do



**Figura 68:** Feições típicas de zona vadosa: a) silte vadoso em cavidades (CP-08, N//, 1,25x), b) cimento pendente em nódulo de textura interna heterogêna, composto por micrita, silte e areia (CP-21, N//, 10x).

envelope micrítico, que é essencialmente originado pela atividade de micro-organismos como fungos e bactérias (ALONSO-ZARZA e WRIGHT, 2010).

A variação do nível freático influencia em múltiplas fases de crescimento e recristalização/substituição de calcita, resultando em heterogeneidade da matriz micrítica. A calcitização progressiva, por processos físico-químicos, pode englobar silte siliciclástico de níveis adjacentes por saturação, o que resulta em uma distribuição heterogênea de silte na matriz micrítica. Nas etapas de rebaixamento do freático, os sedimentos são submetidos a condições vadosas, onde fenestras, cimentação pendente e silte vadoso são formados.



**Figura 69:** *Microfácies Calcário pseudo-nodular/peloidal: detalhe de um ostracode (seta) em porção mudstone (microfácies original) e micrita neomorfizada (CP-11, N//, 5x).*

O resultado de todos esses processos é a progressiva transformação do sedimento com superposição de várias texturas, resultando em perda da trama primária. Localmente, em meio às microfácies do calcário maciço, é possível reconhecer uma microfácies de *mudstone* com ostracode (Figura 69) que possivelmente é a microfácies primária, mas é razoável que o calcário maciço a

bioturbado seja originado a partir de qualquer fácies carbonática primária descrita anteriormente, já que se trata de uma fácies diagenética.

#### **6.4.6. Fácies Calcário misto mosqueado bioturbado**

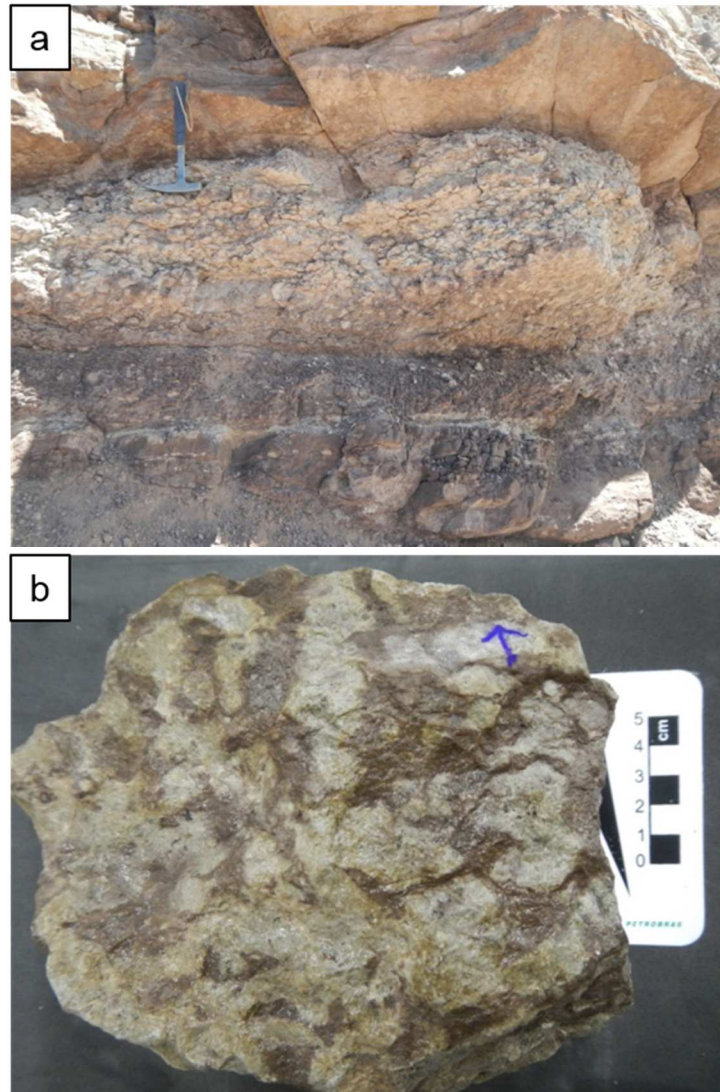
Corresponde a uma fácies de composição mista carbonática-siliciclástica-vulcanoclástica cuja textura mosqueada é dada por mescla de porções centimétricas esbranquiçadas micríticas a micríticas-tufáceas e de porções vermelhas de composição micrítica-siliciclástica (Figura 70). Comumente ocorrem rizólitos com geometria tubular verticalizada e terminações delgadas horizontais e bifurcadas.

O calcário misto mosqueado bioturbado tem espessura variável entre 5cm e 1,9m, porém mais comumente as camadas são entre 10 a 40cm com geometria irregular e descontínua. Lateralmente pode variar para outra fácies, como calcário laminado.

Microscopicamente a textura mosqueada é dada por três microfácies, que se diferenciam por composição diferenciada, e ocorrem em contato abrupto, sinuoso, irregular, e geralmente sub-verticalizado. Nesse limite pode haver filme de segregação de argila, que ressalta o aspecto nodular observado em afloramento. Também é observado silte vadoso no interior de cavidades e cimentação dirigida para a base, que indicam diagênese em condições vadosas.

#### **Microfácies Calcário micrítico com gretas circum-granulares e rizólito**

A porção mais micrítica é homogênea, possui até 3% de siliciclásticos dispersos, e contém microfissuras e fissuras verticais e horizontais cimentadas por calcita (Figura 71a). Algumas fissuras verticais de tamanho centimétrico se assemelham a rizólitos. Outras são circum-granulares (gretas), de tamanho microcópico, e localmente ressaltam nódulos micríticos e pelóides. Essa textura micrítica pode ser a textura da rocha carbonática original, apesar de localmente haver feições pedogenéticas como gretas circum-granulares e nódulos micríticos.



**Figura 70:** a) Calcário misto mosqueado bioturbado em afloramento (camada esbranquiçada central); b) textura mosqueada em amostra macroscópica.

### **Microfácies Calcário silto-arenoso ferruginoso**

As porções avermelhadas correspondem a um calcário silto-arenoso ferruginoso, compostas por 15-30% de grãos siliciclásticos dispersos em matriz micrítica (Figura 71a). Os grãos são silte a areia fina, comumente constituídos por quartzo, feldspatos, clorita e opacos. A grande proporção de grãos siliciclásticos pode ter origem a partir de camadas siliciclásticas primárias.

A matriz micrítica tem tonalidade avermelhada devido ao enriquecimento em óxidos de ferro, que ocorrem disseminados ou na forma de concreções milimétricas. Além disso, frequentemente as porções de calcário arenoso estão silicificadas ou a matriz micrita ocorre neoformada para micro-esparita. Comumente também ocorrem gretas circum-granulares e rizólitos.

### **Microfácies Calcário tufáceo**

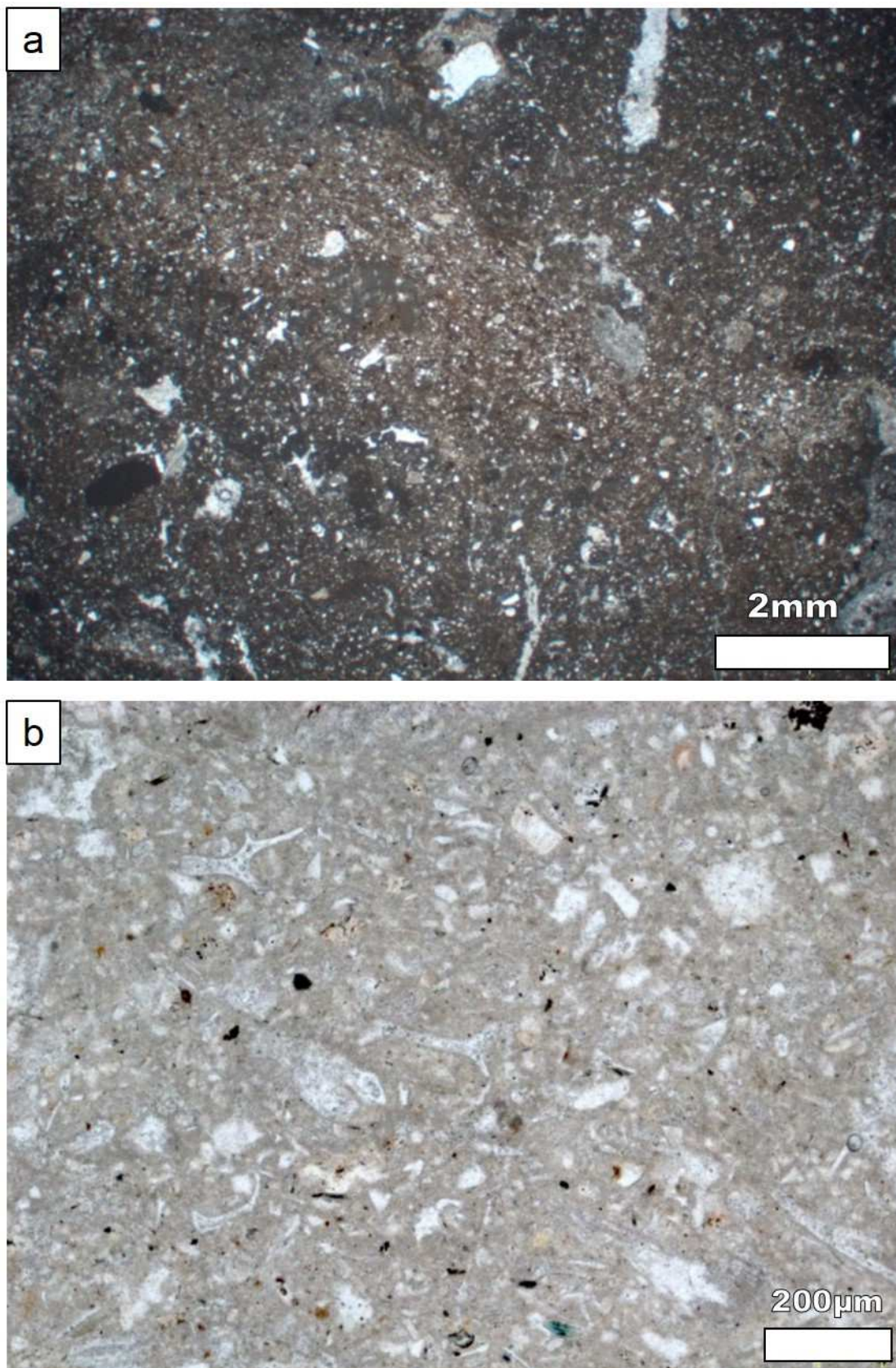
É interessante notar que nas porções esbranquiçadas frequentemente é preservada grande quantidade de *shards* e vitroclastos (Figura 71b). Eles ocorrem disseminados na matriz micrítica, e juntamente com os grãos siliciclásticos, compõem cerca de 20-30% da microfácies calcário tufáceo. Esses sedimentos vulcanoclásticos devem ter origem a partir de camadas de tufo, como depósitos de queda piroclásticos originais, pois os *shards* encontram-se bem preservados, sem evidência de retrabalhamento.

Apesar de toda a sucessão carbonática ser intercalada a tufos, a fácies calcário mosqueado bioturbado é a que preserva maior quantidade de *shards* e grãos vulcanoclásticos, por isso, essa feição é destacada como uma microfácies particular.

O calcário misto mosqueado bioturbado é uma fácies complexa, produto de mistura de litologias carbonáticas-siliciclásticas-vulcanoclásticas e de calcitização progressiva por pedogênese e saturação freática. O contato sinuoso entre as microfácies sugere que a mistura de sedimentos ocorre precocemente, quando ainda brandos (não litificados).

A textura mosqueada ou marmorizada é descrita em processos relacionados à oscilação do nível freático, em que íons de ferro em estado redutor são mobilizados e agregados de íons de ferro em estado oxidado são formados, acompanhados também por mobilização de cálcio e manganês (ALONSO-ZARZA e WRIGHT, 2010). Assim, pode ocorrer concentração de óxido de ferro, em porções avermelhadas ou na forma de concreções/nódulos, e formação de micrita diagenética, que dão a rocha um aspecto nodular-mosqueado.

A calcitização progressiva por processos físico-químicos relacionados à oscilação do nível freático, pode englobar sedimentos clásticos e vulcanoclásticos por saturação. Esse parece ser o principal processo para a mistura dos diferentes sedimentos que formam essa fácies de característica mista. Parte da micrita também pode ser primária, a partir de uma fácies carbonática original. A textura mosqueada pode também ser influenciada por bioturbação por raízes, que contribui ainda mais para a mistura e diagênese dos sedimentos. Todas essas características sugerem que a fácies calcário mosqueada seja um paleossolo.



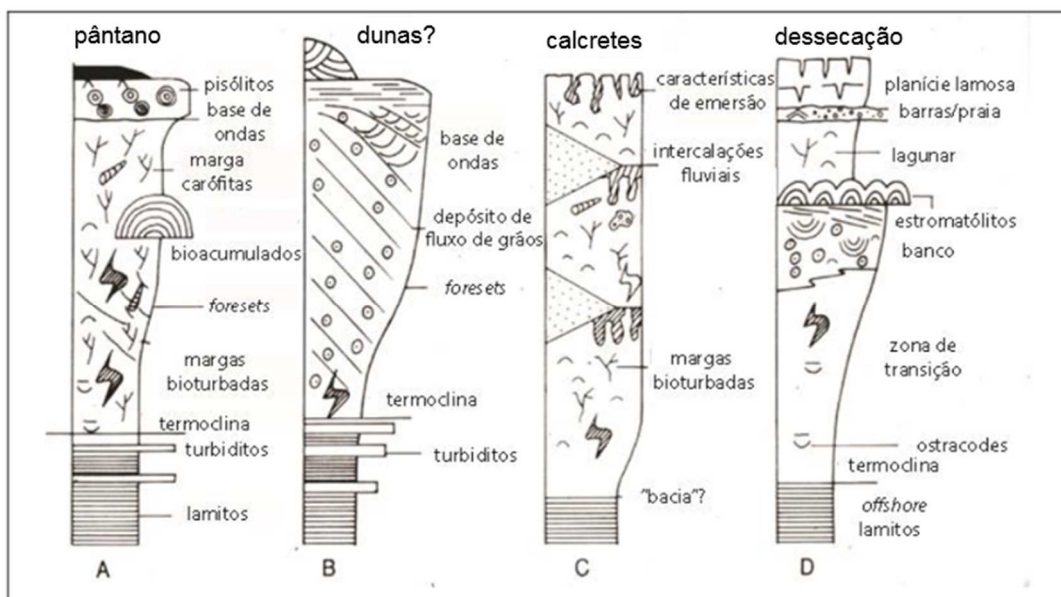
**Figura 71:** a) *Textura mosqueada composta por microfácies calcário silto-arenoso, no centro, em contato sinuoso com microfácies calcário micrítico (CP-09, N//, 1,25x); b) Microfácies calcário tufáceo com shards e vitroclastos (CP-09, N//, 10x).*

### 6.4.7. Associação Palustre (carbonática)

A seguir é apresentado um resumo da associação de fácies palustre com ênfase nas características das fácies carbonáticas. Detalhes sobre a associação dessas fácies com as fácies siliciclásticas/vulcanoclásticas são tratadas em seguida.

Carbonatos palustres são depósitos que exibem evidência de intensa modificação pedogenética (FLÜGEL, 2010). Uma microfácies palustre resulta de uma sucessão de eventos relacionados a flutuações do nível freático, por isso, no ambiente palustre são incluídos corpos aquosos com profundidade média menor que 1m, como pântanos calcários (*marshes*) e corpos de água temporários rasos (*ponds*), além de solos e turfas (VERRECCHIA, 2007). A partir dessa definição, pode-se entender o ambiente palustre como fundamentalmente diagenético.

Corpos aquosos rasos em ambiente continental podem se desenvolver também em contexto marginal de sistemas lacustres, e dependendo da profundidade e morfologia do lago, diferentes associações de fácies ocorrem. Platt e Wright (1991) resumem no diagrama da figura 72 os quatro principais modelos de fácies para carbonatos lacustres com base nesses critérios: margem tipo banco de baixa energia, margem tipo banco de alta energia, margem tipo rampa de baixa energia e margem tipo rampa de alta energia.



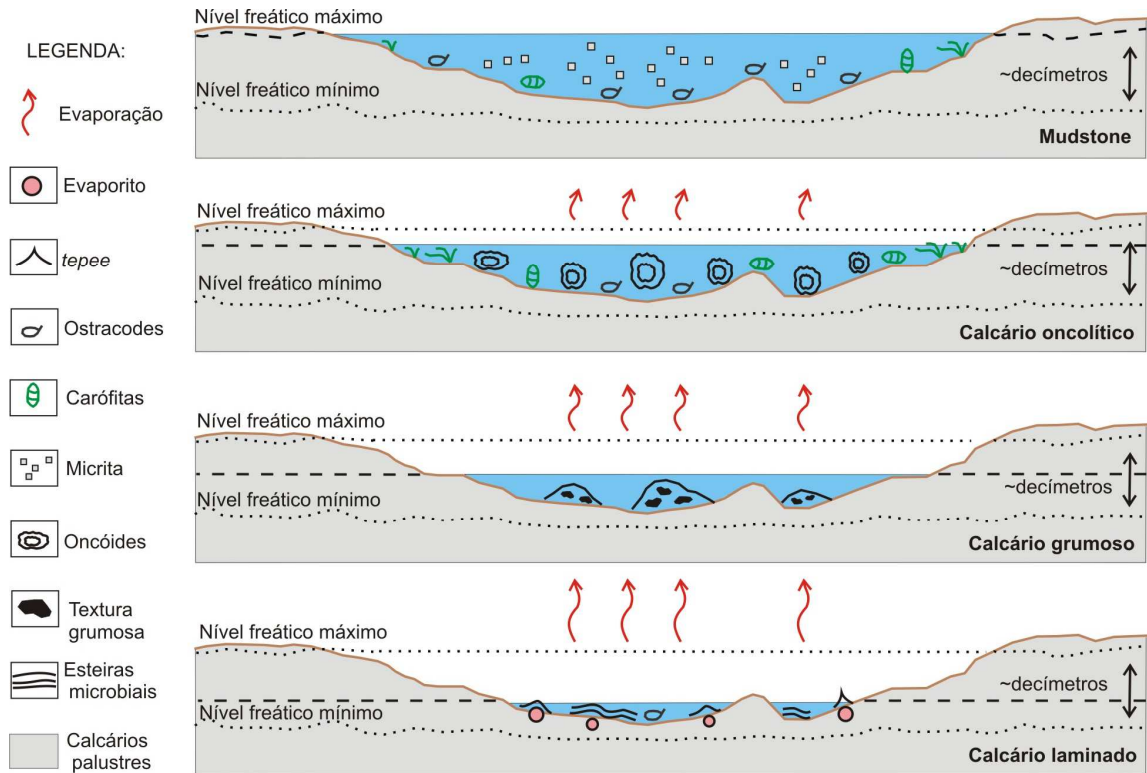
**Figura 72:** Modelo de fácies para margem de carbonatos lacustres. A: banco de baixa energia; B: banco de alta energia; C: rampa de baixa energia; D: rampa de alta energia (traduzido de Platt e Wright, 1991).



Nesses diagramas ressalta-se a ocorrência das fácies bacinais, compostas por lamitos na base dos ciclos de rasamento, principalmente nas margens tipo banco, e de areias intraclásticas/bioclásticas (*grainstones e packstones*), em contexto de alta energia. Fácies como essas não são observadas na seção levantada, o que elimina analogia com a maioria desses modelos de fácies lacustres. Uma comparação mais próxima seria com o modelo de lago com margem tipo rampa de baixa energia devido ao predomínio de feições pedogenéticas, entretanto, mesmo na comparação com esse modelo, nas sucessões carbonáticas de Cerro Puntudo faltam fácies de lago aberto, como margas, e fácies retrabalhadas de nível de lago baixo. Apesar disso, trabalhos prévios interpretaram as fácies carbonáticas de Cerro Puntudo como lacustres (BENAVENTE *et. al*, 2015 e LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2005).

As fácies carbonáticas da área de estudo são de dois tipos principais, fácies eodiagenéticas, como calcário maciço a bioturbado e o calcário misto mosqueado, e fácies primariamente sub-aquosas, como calcário laminado, oncolítico, grumoso e *mudstone*. Essas últimas são fácies depositadas em corpos de água rasos, alcalinos (ricos em íons carbonato e bicarbonato), saturados em cálcio, e precocemente submetidas à eodiagênese vadosa / pedogênese, o que sugere um corpo de água temporário (*pond*).

No ambiente deposicional de *ponds*, a diversidade de fácies carbonáticas primárias ocorreria de acordo com um modelo dinâmico da variação da lâmina d'água, que nesse contexto, equivale à variação do nível freático (Figura 73). Considera-se que os calcários laminados se depositariam em menor lâmina d'água, sob condições de maior saturação de íons, evidenciada pela pobre microbiota, recorrentes *tepees* e pseudomorfos de evaporitos. Os calcários grumosos ocorreriam em lâmina d'água relativamente maior, com base no análogo da Namíbia, mas ainda em condições restritas para o desenvolvimento de microbiota. Já os calcários oncolíticos e *mudstones* ocorreriam nos momentos de maior expansão dos *ponds* e maior lâmina d'água relativa, pois preservam uma microbiota importante de ostracodes e carófitas, que evidenciam condições ambientais menos salinas e estressantes. Dentre elas, a fácies calcário oncolítico possivelmente ocorreria em lâmina d'água relativa menor, pois as comunidades algais/cianobactérias, que formam os oncóides, dependem de maior disponibilidade de luz para seu desenvolvimento.



**Figura 73:** Modelo dinâmico de variação da lâmina d'água (nível freático) com a fácies carbonática primária depositada.

**Tabela 6:** Principais feições eodiagenéticas observadas nas fácies carbonáticas (onde X= feição pervasiva, x= feição menos frequente).

Feição eodiagenética	Calcário					Mudstone
	maciço	mosqueado	laminado	oncolítico	grumoso	
Mosqueado		X	x			
Greta circum-granular	X	X	x			
Brecha/fratura			X	X		
Neomorfismo	X	X	X	X	X	X
Concreção ferruginosa		X				
Fenestra	x		X			
Cimento pendente	X					
Silte vadoso (geopetal)	X	X	X	X		
Rizólito	X	X	X	X		
grão c/ envelope micrítico	X	X	x			
Micro-carste			X			X
Pseudomorfo de evaporito			X			

Como todas essas fácies carbonáticas primárias apresentam feições de exposição e pedogênese, e ainda, ocorrem associadas às fácies carbonáticas eodiagenéticas, conclui-se que essa associação de fácies caracteriza um ambiente palustre, evidenciado por uma diversidade de feições (Tabela 6).

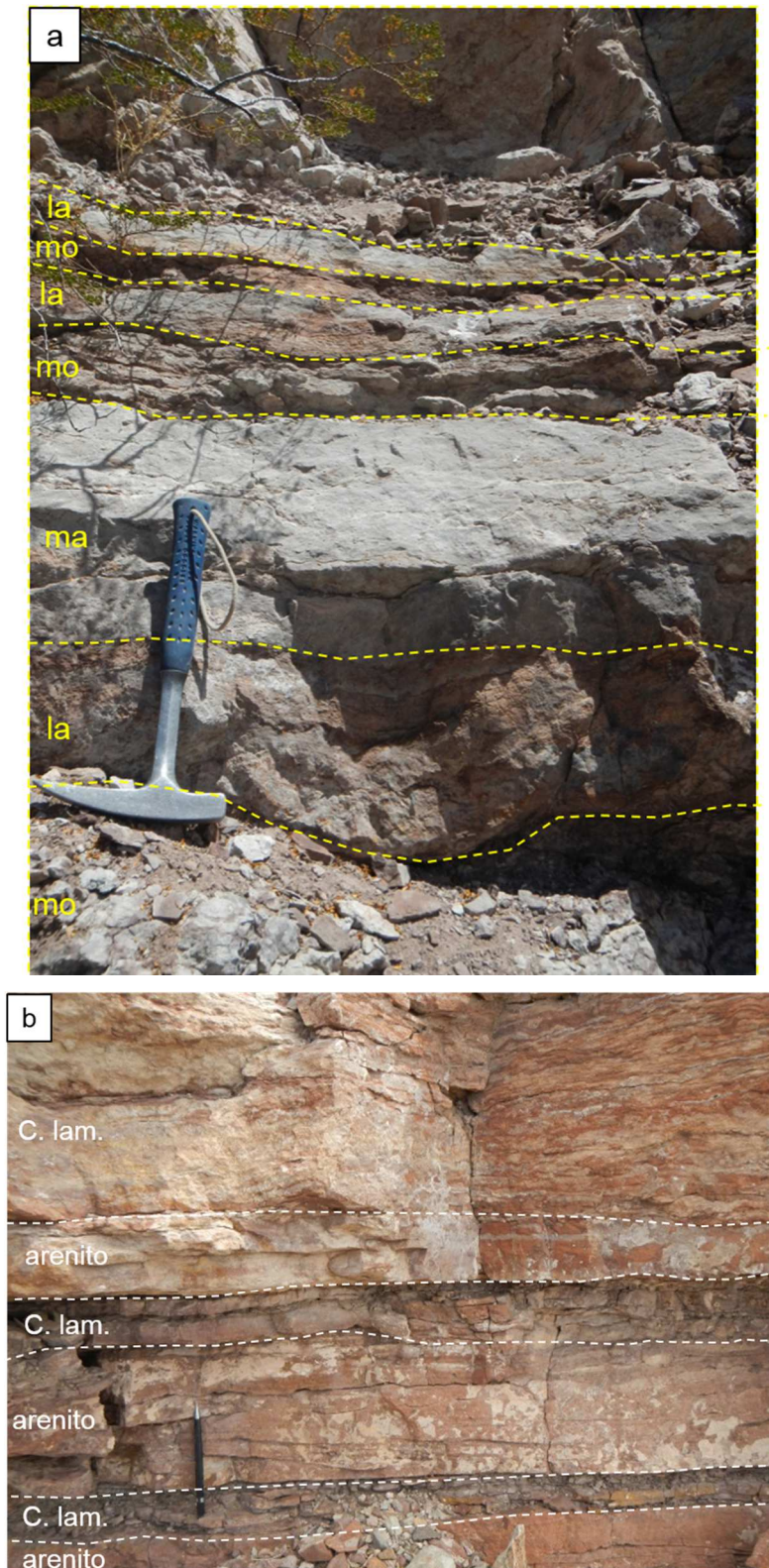
No ambiente palustre, a variação do nível freático influencia em múltiplas fases de crescimento e recristalização/substituição de calcita (neomorfismo), de acordo com a hidroquímica meteórica e freática, resultando em heterogeneidades na matriz micrítica primária.

Nas etapas de rebaixamento do freático, os sedimentos são submetidos a condições vadosas, onde fenestras, cimentação pendente e silte vadoso são formados. Parte dos sedimentos é ressecada, o que fratura, gera gretas circum-granulares e forma pelóides e intraclastos. Ademais, as raízes se aprofundam em busca do freático e aumentam o potencial de formação de rizólitos. Juntamente com as raízes, a bioturbação por invertebrados pode gerar cavidades e mistura de sedimentos.

Associado ao rebaixamento do nível freático, nos *ponds* contendo laminitos crenulados, pode prevalecer balanço hídrico negativo, com maior evaporação. Essa condição resulta em aumento da salinidade da água capilar intra-sedimento, permitindo a precipitação de evaporitos como nódulos e dobras enterolíticas de gipsita. O crescimento desses minerais e a exposição subáerea gera *tepees* nos laminitos crenulados.

As etapas de subida e oscilação do nível freático desencadeiam processo de marmorização e geração da textura mosqueada. A repetitividade desse processo produz texturas granulares pela remobilização de pelóides e grãos com envelope micrítico. A depender da hidroquímica das águas freáticas e meteóricas, o processo de dissolução e alargamento de fenestras e cavidades de raízes pode avançar formando micro-cartes.

O resultado de todos esses processos é a perda da trama primária e a progressiva transformação do sedimento com superposição de várias texturas. Consequentemente fácies carbonáticas com diferentes texturas ocorrem finamente intercaladas (Figura 74a).



**Figura 74:** a) Associações de fácies palustre com fácies finamente intercaladas: mo: calcário mosqueado bioturbado; ma: calcário maciço a bioturbado; la: calcário laminado; b) camadas de arenito com estratificação cruzada planar intercaladas a calcários laminados (com lâminas siliciclásticas).

O modelo Alonzo-Zarza (2003) para carbonatos lacustres-palustres pode ser adaptado para o ambiente palustre de Cerro Puntudo, conforme o esquema da figura 75. Nele são visualizadas as principais texturas eodiagenéticas que compõem microfácies palustres.

Pode-se comparar especialmente as fácies calcário misto mosqueado bioturbado e calcário maciço a bioturbado com as fácies carbonáticas do modelo, pois esses calcários possuem maior desenvolvimento de feições eodiagenéticas dentre as fácies estudadas. A textura carbonática primária pode ser qualquer uma das fácies calcário laminado, oncolítico, grumoso ou *mudstone*.

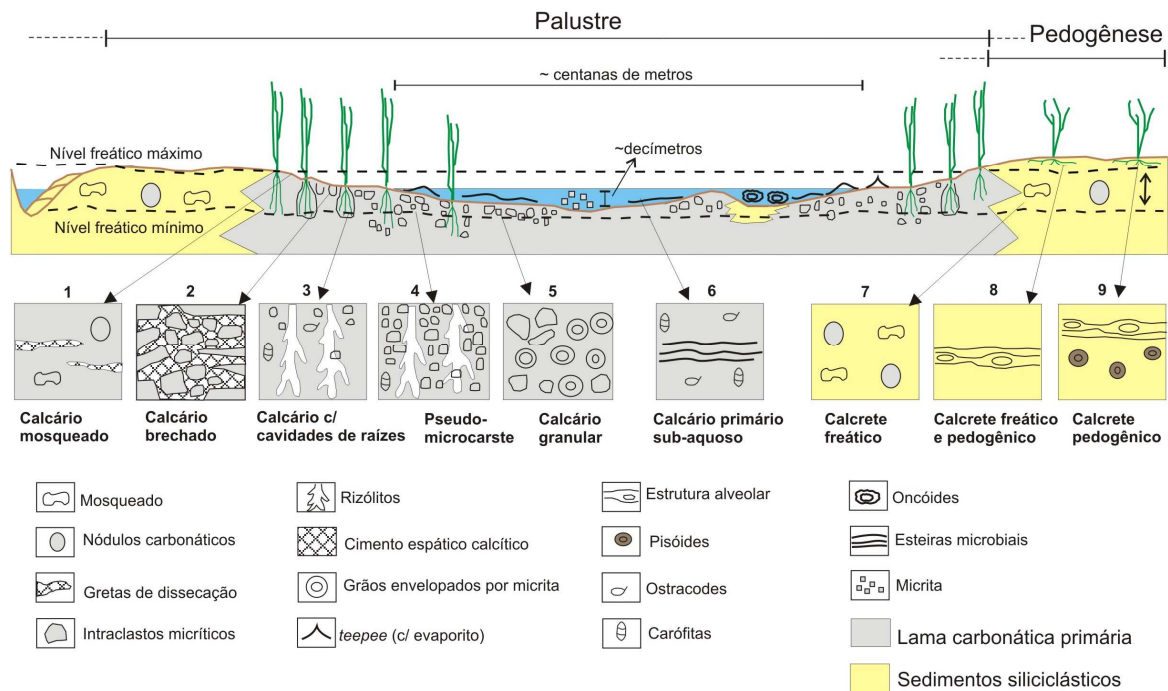
A fácies calcário misto mosqueado bioturbado corresponde a uma fácies intermediária entre as microfácies calcário mosqueado (1) e calcário com cavidades de raízes (3), pois possui características petrográficas e macroscópicas dessas duas microfácies.

Já a fácies calcário maciço a bioturbado representa uma fácies intermediária entre as microfácies calcário com cavidades de raízes (3) e calcário granular (5), pois possui características de ambas microfácies. Os rizólitos são feições comuns, já sua textura não é completamente granular, apesar de possuir níveis com expressiva concentração de pelóides e grãos envelopados por micrita.

As demais fácies carbonáticas primárias também apresentam feições eodiagenéticas semelhantes às microfácies desse modelo, como, por exemplo, pseudo-microcarstes (4) nos calcários laminados e rizólitos (3) nos calcários oncolíticos.

Nesse modelo, ressalta-se a escala dos *ponds*, que poderiam se estender por centenas de metros na direção longitudinal (*strike*), conforme indica o mapeamento da associação de fácies palustre e a correlação das principais camadas carbonáticas (figuras 17 e 79). E, possivelmente, a lâmina d'água dos *ponds* seria muito rasa, da ordem de decímetros, conforme sugerem as fácies carbonáticas primárias.

Além disso, o modelo modificado de Alonzo-Zarza (2003) ressalta as feições eodiagenéticas que ocorrem em fácies siliciclásticas associadas, como textura mosqueada e nódulos calcíticos na zona palustre (microfácies calcrete freático - 7), e microfácies de calcrete (8 e 9) na zona de pedogênese. As primeiras feições citadas



**Figura 75:** a) Associações de fácies palustre e de calcarete com os aspectos petrográficos das fácies: 1-5: depósitos carbonáticos palustres; 6: depósitos carbonáticos primários não modificados; 7-9: calcaretes (modificado de ALONSO-ZARZA, 2003).

também são observadas nas fácies siliciclásticas da associação de fácies palustre (e.g. siltito mosqueado/bioturbado).

Segundo Flügel (2010), o contexto palustre abrange carbonatos que ocorrem em diversos ambientes deposicionais, tais como lacustres de água rasa, margens de plataformas carbonáticas de baixo relevo, áreas continentais, e até fluviais. Analisando também as fácies siliciclásticas e vulcanoclásticas que contêm a associação palustre, ou seja, arenito maciço a laminado lenticular, arenito com estratificação cruzada planar, arenito em fita, arenito tabular bioturbado, siltito mosqueado/bioturbado e tufo bioturbado, observa-se que elas ocorrem finamente intercaladas às fácies carbonáticas (Figura 74b). Isso evidencia um contexto deposicional aproximado para todas essas fácies, do tipo palustre relacionado a planícies fluviais úmidas.

#### 6.4.8. Associação Palustre (carbonática e siliciclástica)

As fácies carbonáticas da área, juntamente com fácies siliciclásticas e vulcanoclásticas descritas no item 6.3.5 caracterizam uma associação de fácies palustre. Na tabela 7 é apresentado um resumo das fácies carbonáticas e siliciclásticas que compõem essa associação.

**Tabela 7:** Resumo das fácies carbonáticas e siliciclásticas/vulcanoclásticas que compõem a associação de fácies palustre.

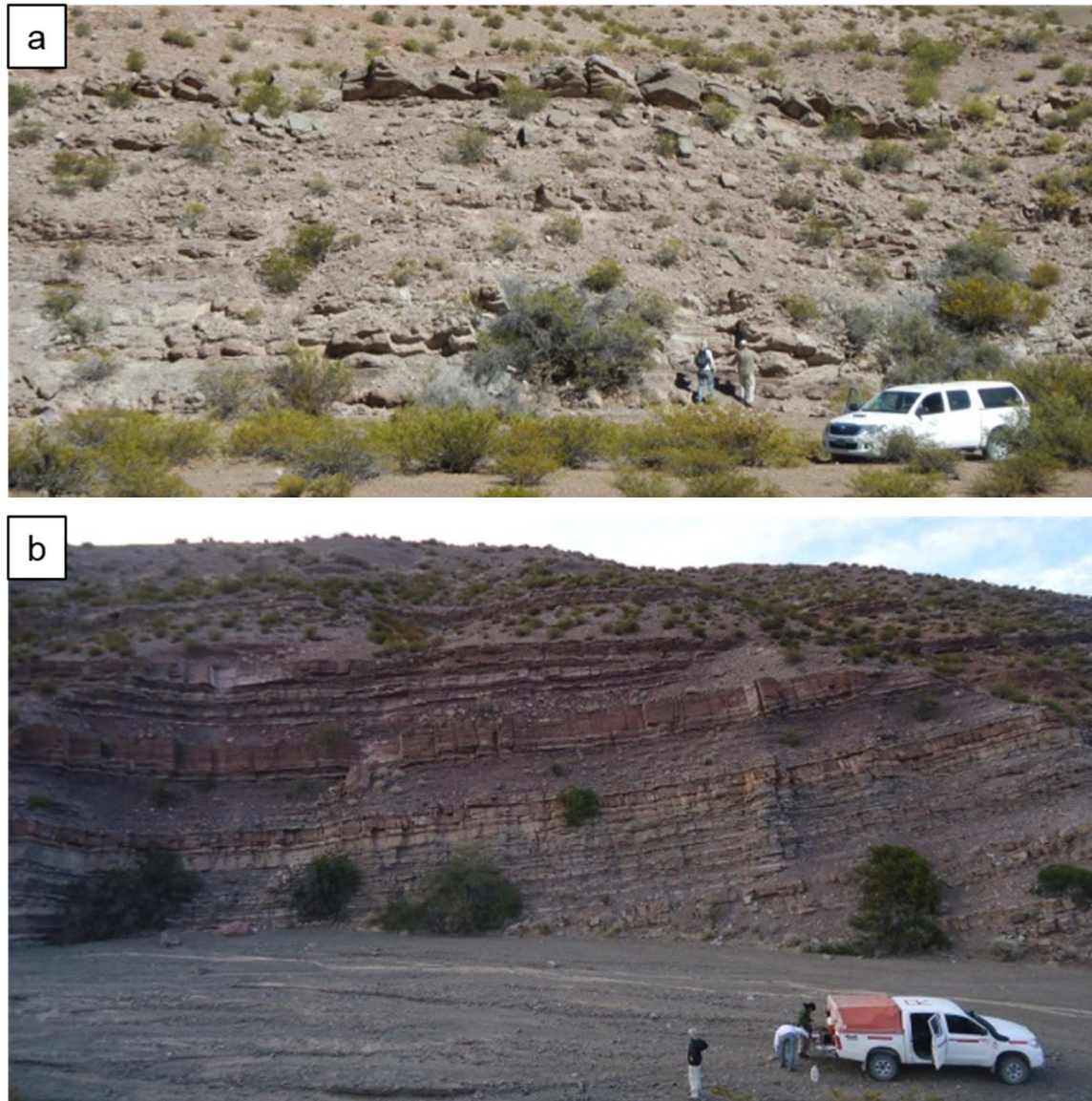
ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	TIPO DE FÁCIES PREDOMINANTE	FÁCIES
Palustre	carbonática	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Calcário laminado</li> <li>• Calcário oncolítico</li> <li>• <i>Mudstone</i></li> <li>• Calcário grumoso</li> <li>• Calcário maciço a bioturbado</li> <li>• Calcário misto mosqueado bioturbado</li> </ul>
	siliciclástica	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Arenito maciço a laminado lenticular</li> <li>• Arenito c/ estratificação cruzada planar</li> <li>• Arenito em fita (<i>ribbon sandstone</i>)</li> <li>• Arenito tabular bioturbado</li> <li>• Siltito mosqueado/bioturbado</li> </ul>
	vulcanoclástica	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Tufo bioturbado</li> </ul>

Como comentado anteriormente, a associação palustre ocorre em duas posições estratigráficas da unidade superior da Formação Cerro Puntudo (Figura 23).

O intervalo basal (A) ocorre com 3km de extensão na porção norte da área, e espessura de 18m. Essa espessura diminui na direção sul da área, e o intervalo se acunha na associação de fácies siliciclástica Fluvial efêmero, próximo a Quebrada II. Esse intervalo tem coloração predominante cinza esbranquiçada, em perfil e mapa (Figura 76a, 77).

O intervalo superior (B) se estende por toda a área de estudo, possui cerca de 60m de espessura no perfil da Quebrada II, onde os 10m basais são exclusivamente compostos por fácies siliciclásticas. A espessura do intervalo também diminui progressivamente na direção sul da área, onde ocorre com apenas 23m na

seção do extremo sul da área. Esse intervalo caracteriza-se por cor branco-rosada (Figura 76b, 78).



**Figura 76:** a) Perfil da associação de fácies palustre no intervalo inferior (A) e superior (B).

Os perfis verticais levantados mostram a intercalação de alta frequência entre as fácies siliciclásticas, carbonáticas e vulcanoclásticas, sem importantes discontinuidades, o que sugere contexto deposicional semelhante para essas fácies. As fácies siliciclásticas evidenciam ambiente fluvial, e as fácies carbonáticas primárias sugerem ambiente subaquoso raso temporário (*ponds*). Tais ambientes parecem ocorrer lateralmente associados, possivelmente controlados pelo aporte de água+sedimento na bacia.



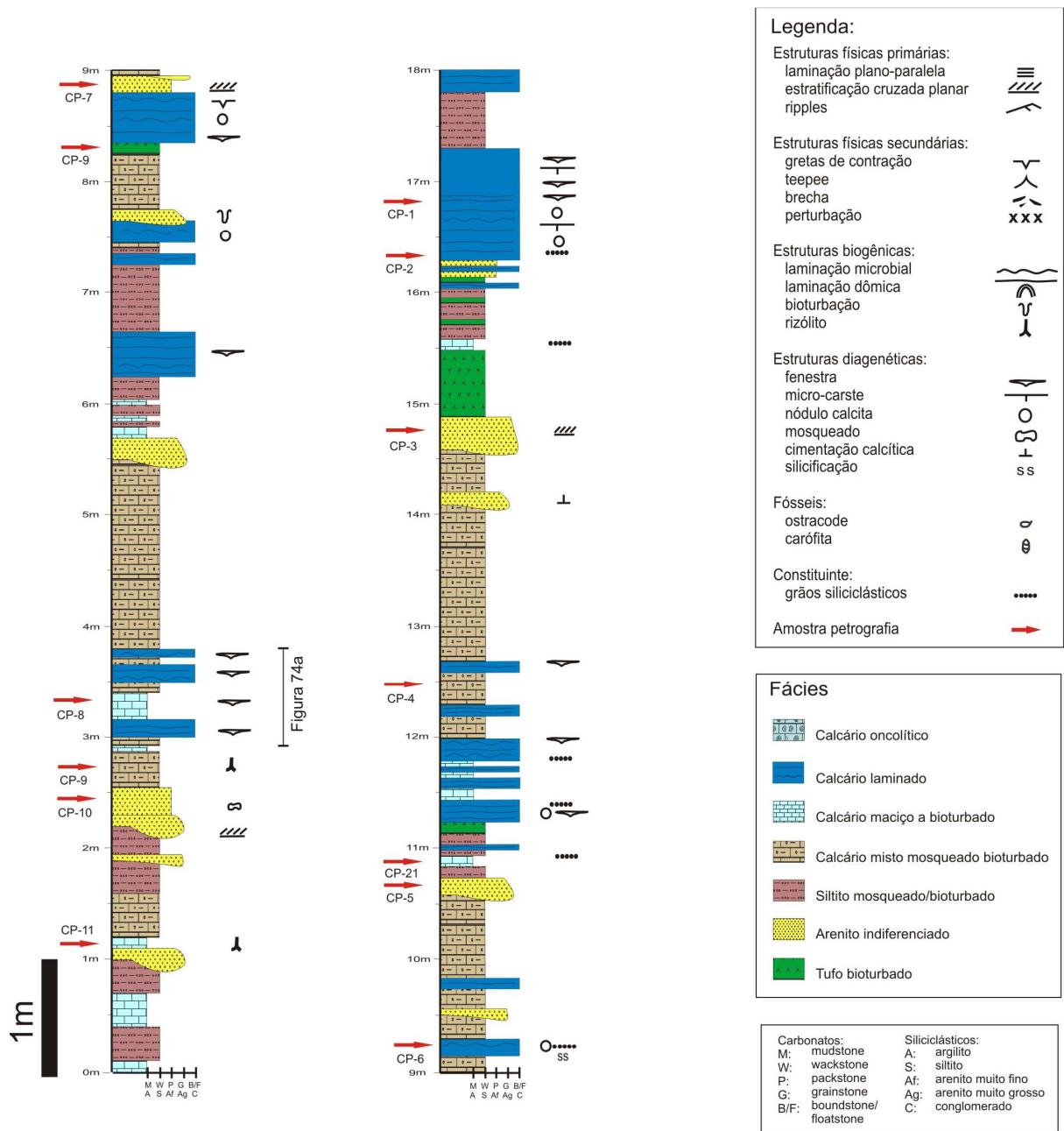


Figura 77: a) Perfil do intervalo carbonático inferior (A) de 18 m, levantado no ponto 02.

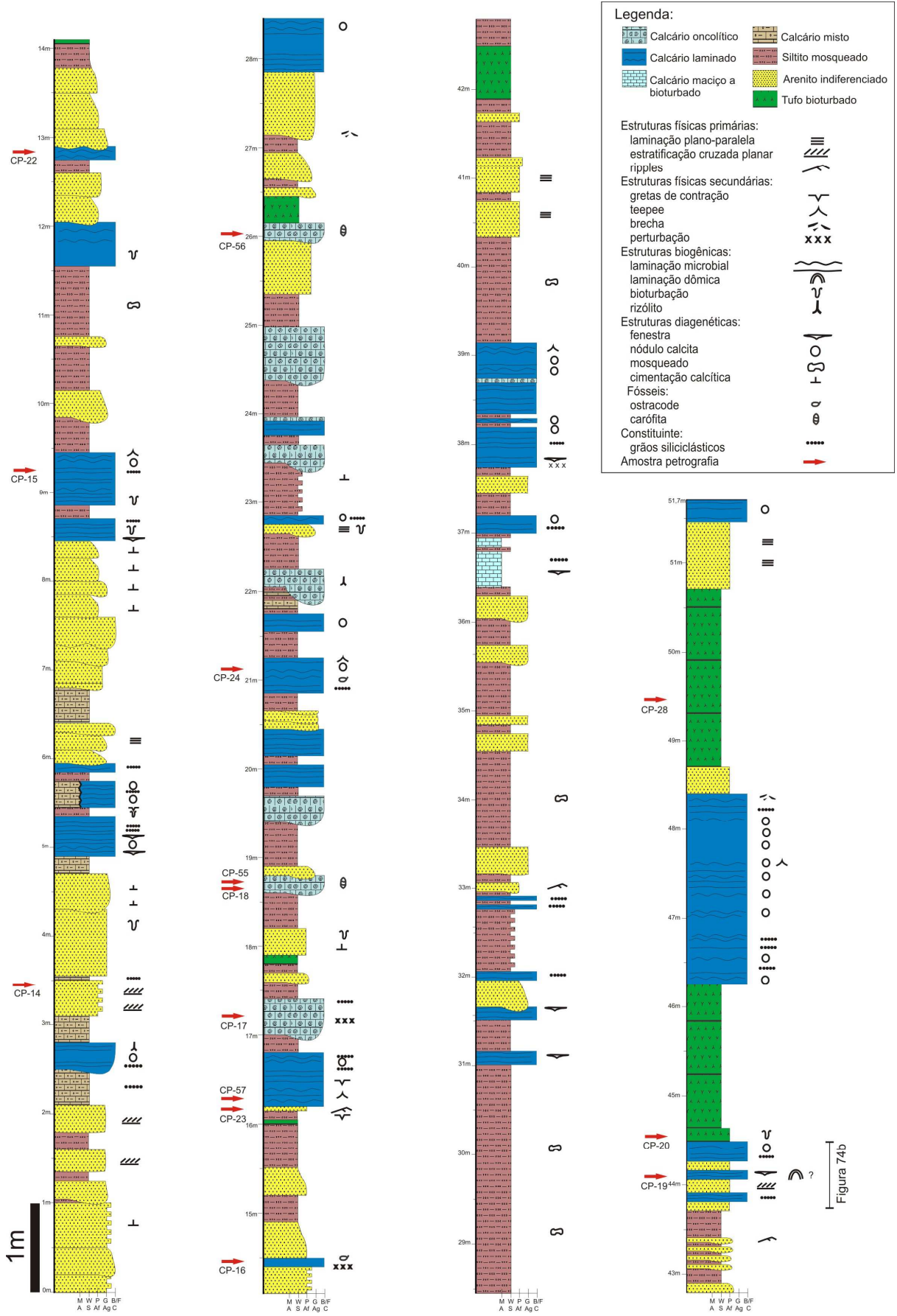


Figura 78: a) Perfil do intervalo carbonático superior (B) de 56 m, levantado no ponto 33.

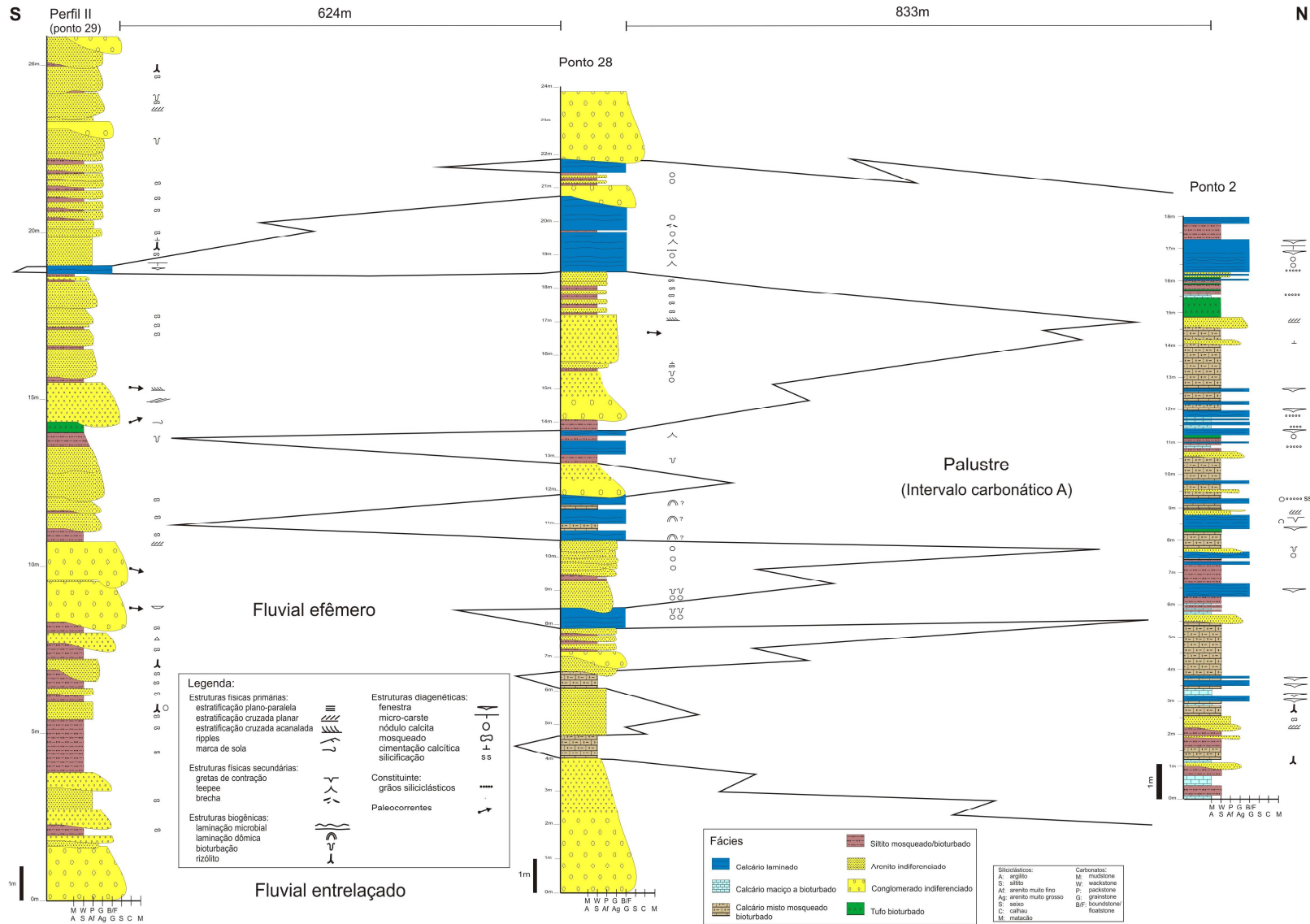
Nesse contexto, interpreta-se que as fácies siliciclásticas são depositadas nas épocas de cheia (enxurradas) pelo aporte de água+sedimento, quando planícies de inundação são formadas e o nível freático nas áreas adjacentes aflora formando corpos de água temporários (*ponds*). Quando cessa a entrada de água e de sedimentos siliciclásticos, tem início a formação dos sedimentos carbonáticos (laminitos, oncóides e *mudstones*), por concentração de íons, nas planícies fluviais úmidas e nos *ponds*, e com o rebaixamento do freático, processos pedogenéticos passam a atuar nas fácies carbonáticas primárias e nas fácies siliciclásticas fluviais. A frequente variação do freático, em resposta à variação de aporte de água no sistema, progressivamente transforma as fácies primárias em depósitos palustres. É interessante notar que essa interpretação da dinâmica do aporte de sedimentos siliciclásticos e variação da lâmina d'água se assemelha à proposta de Bohacs et al. (2000) para sistemas lacustres.

Ressalta-se que o silte siliciclástico associado aos calcários laminados e calcários oncolíticos, respectivamente na forma interlaminada ou disseminada na matriz micrítica, pode ser o sedimento fino dos momentos de aporte siliciclástico por cheias ou pode ter também origem eólica.

Nesse ambiente palustre, os tufos depositam nas planícies fluviais e/ou *ponds* como depósitos de queda nos momentos de atividade magmática. Assim como as demais fácies, os tufos sofrem influência dos processos pedogenéticos.

Dessa forma, o ambiente palustre de Cerro Puntudo pode ser entendido como planícies fluviais, sazonalmente alagáveis e sazonalmente submetidas a eodiagênese vadosa e/ou pedogênese. Essa condição ocorre em clima semi-árido, fortemente estacional, onde as planícies de inundação e corpos de água rasos (*ponds*) associados são efêmeros devido à constante oscilação do nível freático em resposta ao aporte de água (por precipitação e escoamento) intermitente.

Ressalta-se que a associação de fácies palustre basal (intervalo carbonático A) ocorre interdigitada à associação de fácies fluvial efêmero, conforme ilustra seção de correlação de direção N-S entre três perfis levantados (Figura 79). Essa relação espacial das associações de fácies reforça o contexto deposicional da associação palustre de planícies fluviais úmidas sazonais relacionadas a sistemas fluviais efêmeros.



**Figura 79:** Seção de correlação do intervalo palustre basal (intervalo carbonático A) e fluvial efêmero.

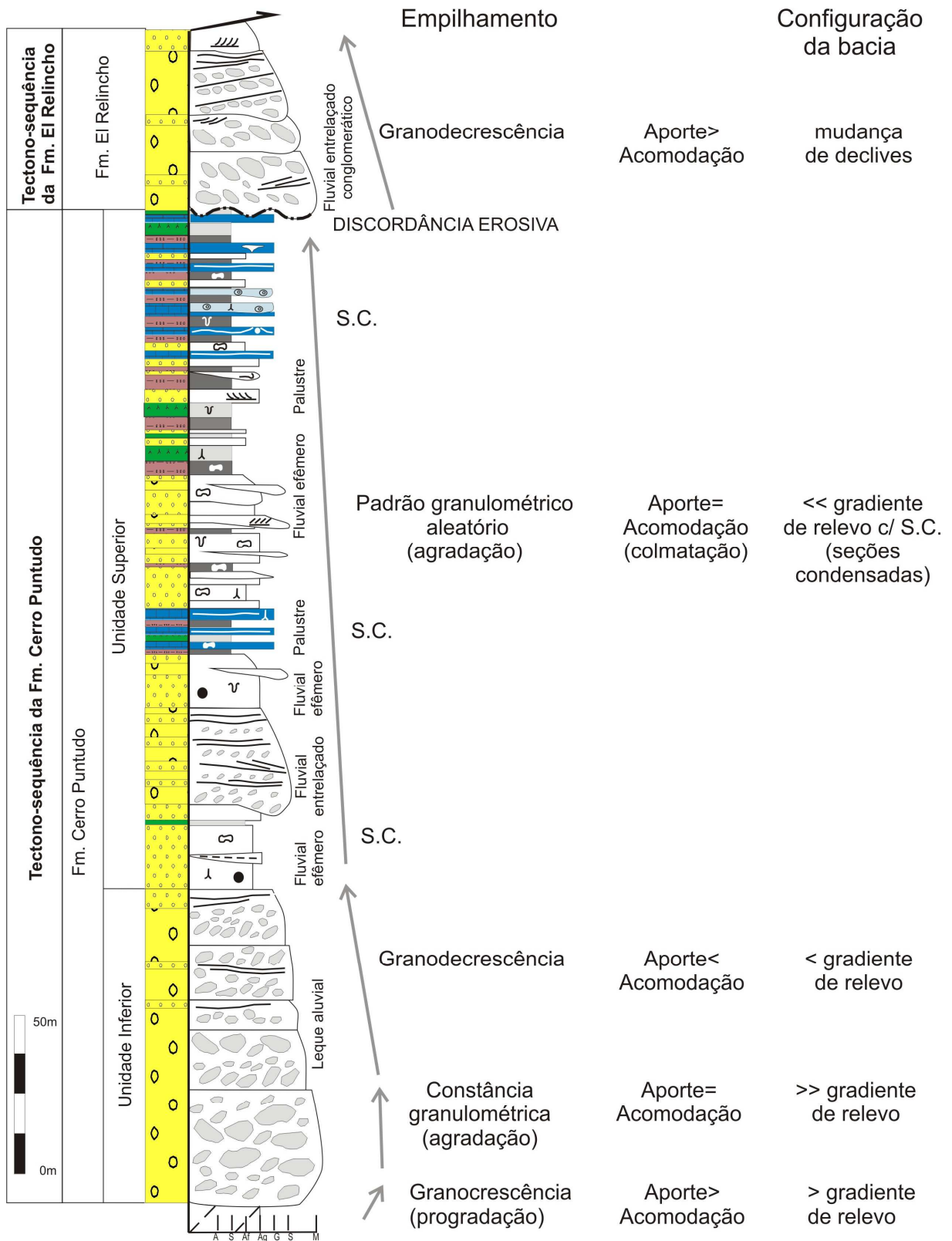
## 6.5. Empilhamento vertical das associações de fácies

A associação de fácies leques aluviais (dominados por fluxos gravitacionais de massa) ocorre em discordância angular de cerca de 35° sobre o embasamento ordoviciano. Essa associação tem 100m de espessura no perfil da quebrada I e 45m no perfil da quebrada II, distantes 700m. Tal diferença de espessura é significativa, por isso, não pode ser atribuída a variações na geometria dos sistemas deposicionais de leques, mas possivelmente é relacionada a uma topografia variável no depocentro.

Na quebrada I, a associação de leques aluviais inicia com estratos granocrescentes até os 10m basais (Figura 80), intervalo onde predominam seixos e blocos, e menor proporção de matacões, localizados imediatamente na base. A partir dos 10m ocorre deposição franca de matacões, além de blocos e seixos, o que caracteriza uma progradação desde a base. Isso ocorre quando o soerguimento tectônico relativo da área fonte excede a capacidade de dissecação do relevo pelos rios, causando aumento no suprimento sedimentar (ASSINE, 2008; ETHRIDGE, 1985). A progradação observada em apenas 10m evidencia rápida criação de relevo relacionada a uma etapa tectônica muito ativa, com criação de espaço de acomodação localizado.

Desse nível em diante, dominam as fácies de conglomerados de matacões pobremente estratificados, cujos estratos se mantêm com uma constância granulométrica. Esse arranjo representa uma agradação do sistema de leques aluviais, com manutenção das condições de alto gradiente e implica em criação de espaço de acomodação próximo às falhas normais, de forma que a frente de conglomerados se mantêm perto das falhas sem migrar para o interior da bacia.

Gradualmente para o topo, as camadas são melhor estratificadas, com seixos menores e maior intercalação de arenitos, o que reflete uma tendência granodecrescente até o topo da associação leque aluvial, indicando um preenchimento progressivo e diminuição no gradiente de relevo. Isso pode ocorrer quando a taxa de denudação do relevo pelos rios excede o soerguimento tectônico relativo da área fonte, causando redução no suprimento sedimentar (ASSINE, 2008; ETHRIDGE, 1985). Outra possibilidade seria o aumento da denudação pelos rios por aumento de precipitação no sistema, em condições climáticas mais úmidas, o que



**Figura 80:** Seção colunar com características do empilhamento das associações de fácies.

tenderia a diminuir o gradiente de relevo regional por processos fluviais de maior eficiência e capacidade dispersiva. Porém, essa segunda possibilidade não é confirmada pelas fácies, que evidenciam apenas depósitos de enxurradas e redes fluviais pouco integradas.

Assim, nesse contexto tectônico ativo, granocrescência e granodecrescência ascendentes podem ser interpretados como variações no gradiente de relevo, e conseqüentemente na atividade da falha de borda. O empilhamento granocrescente indica progressivo aumento do gradiente de relevo, por meio da atividade das falhas normais. Os estratos agradacionais indicam manutenção das condições de alto gradiente, e conseqüentemente da atividade das falhas. Enquanto que o empilhamento granodecrescente indica progressiva diminuição do gradiente de relevo, o que é possível com a diminuição contínua da atividade das falhas e/ou inatividade. A transição entre esses arranjos ocorre de forma gradativa, por isso, todo esse intervalo da associação de fácies leque aluvial pode ser agrupado em unidade Inferior da formação Cerro Puntudo.

A associação de fácies fluvial efêmero ocorre sobreposta a associação leque aluvial por meio de um contato plano bem definido, marcado pelo contraste de granulometria, predominantemente areia fina e silte, e pela cor avermelhada devido às películas de óxido de ferro entre os grãos. Próximo ao contato, a associação fluvial efêmero possui 30m de espessura e é caracterizada por fácies siliciclásticas finas (arenitos e siltitos) com perfil de calcrete bem desenvolvido.

O perfil de calcrete implica em substrato estável com baixa taxa de sedimentação, que permita a atuação de intensa pedogênese a colonização por plantas. Isso significa pequeno aporte de sedimentos por intervalo de tempo longo, o que marca uma seção condensada e uma descontinuidade em relação a unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo, caracterizada por deposição catastrófica e episódica de fluxo de detritos. Portanto, desse intervalo estratigráfico em diante as associações de fácies são agrupadas em unidade Superior da Formação Cerro Puntudo e configuram um padrão de empilhamento distinto.

Ressalta-se que as fácies dessa associação sugerem clima do tipo semi-árido com importantes estacionalidades. Esse clima influenciou no tipo de sistema fluvial formado, fluvial efêmero, e no tipo de feições diagenéticas desenvolvidas, pedogênese e calcrete.

A associação fluvial entrelaçado ocorre intercalada a associação fluvial efêmero, por meio de um contato erosivo. Ela apresenta espessura variável, de 30m na quebrada I e 53m na quebrada II. O contato erosivo é evidenciado pela supressão de 8m de seção entre os dois perfis distantes 700m.

Essa associação de fácies corresponde a um cinturão de canais entrelaçados raso e perene, característica que contrasta da associação de fácies na qual está intercalada, que tem caráter efêmero. Já com relação a capacidade de transporte, verifica-se que as fácies de maior energia das duas associações, fluvial entrelaçado e fluvial efêmero, não se diferem muito. Assim, considera-se que o estabelecimento de um cinturão de canais perene possa estar relacionado a alguma variação do sistema de drenagens na região da borda falhada, como por exemplo, à captura de drenagem regional por ampliação da bacia hidrográfica.

Por meio de um contato granulométrico gradativo com a associação fluvial entrelaçado, ocorre a associação fluvial efêmero, caracterizada por depósitos fluviais de enxurradas com feições pedogenéticas recorrentes. Essa associação tem espessura de cerca de 100m e ocorre intercalada a dois intervalos palustres contendo rochas carbonáticas, o primeiro com 18m de espessura e o segundo com 58m, caracterizados por planícies siliciclásticas e corpos de água temporários rasos (*ponds*) carbonáticos influenciados pela oscilação do nível freático. Ressalta-se que essas fácies de planícies úmidas implicam em baixo gradiente de relevo e que a sobreposição de processos eodiagenéticos/ pedogenéticos indica baixa taxa de sedimentação.

A intercalação entre as associações fluvial efêmero e palustre resulta em um padrão granulométrico aleatório, com a distribuição associada a eventos de maior ou menor aporte de sedimento+água. Nos momentos de maior aporte de sedimentos por enxurradas há deposição da associação fluvial efêmero, de granulometria maior, e nos momentos de menor aporte, ocorre a formação da associação palustre, de granulometria menor. Esse empilhamento aleatório é melhor observado no perfil de detalhe da figura 36.

A partir dessa constatação, e analisando o empilhamento das associações de fácies de toda a unidade Superior da Formação Cerro Puntudo, marcada na base por um contato plano bem definido e no topo por uma discordância erosiva, observa-se na média uma constância granulométrica para todo o intervalo, sem abruptas



descontinuidades. Isso permite inferir um ciclo deposicional único para esse intervalo estratigráfico com padrão agradacional.

O empilhamento agradacional das associações de fácies fluvial efêmero, fluvial entrelaçado e palustre pode ser interpretado como relativo equilíbrio entre acomodação e sedimentação. As seções condensadas desse intervalo, parte basal com calcrete e as duas sucessões palustres, indicam baixo gradiente de relevo deposicional, que em contexto extensional, pode ser interpretado como ausência de atividade expressiva das falhas, quando há mínima criação de novo espaço de acomodação e progressiva colmatação por suprimento de sedimentos.

Na escala do hemi-graben, a colmatação corresponderia a sucessivos *onlaps* em direção a borda falhada e às margens do depocentro. Ressalta-se que na parte sul da área, uma relação de *onlap* pode ser interpretada pela ocorrência da associação fluvial entrelaçado direto sobre o embasamento vulcânico e pela ausência das associações de fácies basais (Figura 22). Assim, interpreta-se que o intervalo da unidade Superior da Formação Cerro Puntudo represente uma etapa de quiescência tectônica, quando não há atividade expressiva das falhas de borda.

Uma grande mudança de associação de fácies ocorre a partir da discordância erosiva que separa as associações de fácies subjacentes da Formação Cerro Puntudo e a associação Fluvial entrelaçado conglomerático (Formação El Relincho). Essa associação ocorre em contato abrupto e erosivo sobre fácies laminadas palustres, deposicionalmente horizontais e de baixo gradiente de relevo. Em escala de afloramento, observa-se erosão com 2m de ausência de seção, mas em escala mais ampla, de correlação entre perfis distantes 700m, a ausência de seção chega a 22m. Esse tipo de relação geométrica indica que, na escala de todo hemigraben, essa discordância é também angular, apesar de não ser observada explicitamente no afloramento

A partir da discordância erosiva, o empilhamento das camadas é granodecrescente, por cerca de 55m, até o truncamento pela falha inversa do oeste da área. A maior parte da associação fluvial entrelaçado conglomerático é composta por barras conglomeráticas, que evidenciam condições deposicionais de maior energia e sob clima mais úmido, bastante contrastante às condições ambientais da associação subjacente palustre, composta por sedimentos carbonáticos. Além disso, a associação fluvial entrelaçado conglomerático apresenta proveniência e

paleocorrentes distintas. Todas essas características indicam que essa associação de fácies é produto de uma reativação no depocentro de Cerro Puntudo e o arranjo granodecrescente representa esse ciclo de sedimentação distinto associado à reativação.

Ao longo de todo empilhamento vertical das associações de fácies do depocentro de Cerro Puntudo, a discordância erosiva é a superfície estratigráfica mais marcante e pode ser considerada uma discordância subaérea que delimita sequências distintas por características litológicas e tectônicas particulares (SLOSS; KRUMBEIN; DAPPLES, 1949). Dessa forma, no depocentro de Cerro Puntudo, interpreta-se que a discordância observada distingue duas tectono-sequências: a basal, Tectono-Sequência da Formação Cerro Puntudo, e a superior, Tectono-Sequência da Formação El Relincho (Figura 80). Outras características que melhor definem essas tectono-sequências, tais como proveniência e paleocorrente, são tratadas nos próximos capítulos e integradas aos dados de fácies e empilhamento no capítulo de Evolução Sedimentar (capítulo 7).

## 6.6. Paleocorrentes

A medição de paleocorrentes fornece informação sobre a paleogeografia, paleo-declive, direções de correntes e vento, e são úteis para a completa descrição e interpretação de fácies (POTTER e PETTIJOHN, 1977; TUCKER, 1997). Além disso, nesse trabalho a medição sistemática de paleocorrentes, juntamente com a análise de proveniência, objetiva compor o contexto deposicional da bacia do ponto de vista *source-to-sink*, que é fundamental na análise tectono-sedimentar de bacias extensionais. Essa ótica atribui ao padrão das drenagens uma influência importante na deposição de sedimentos, a partir de erosão e mecanismos de transporte.

Na área de estudo as estruturas que indicam a direção da paleocorrente são os eixos de canais e lineação de partição (*parting lineation*). Já as estruturas que indicam o sentido do movimento (*trend*) são imbricação de seixos (em seixos com relação 3:1), marcas de sola (*flute casts*) e os *foresets* de estratificação cruzada planar/tangencial. Toda essa variedade de estruturas foi medida nas diferentes associações de fácies e alguns exemplos são ilustrados na descrição das associações.

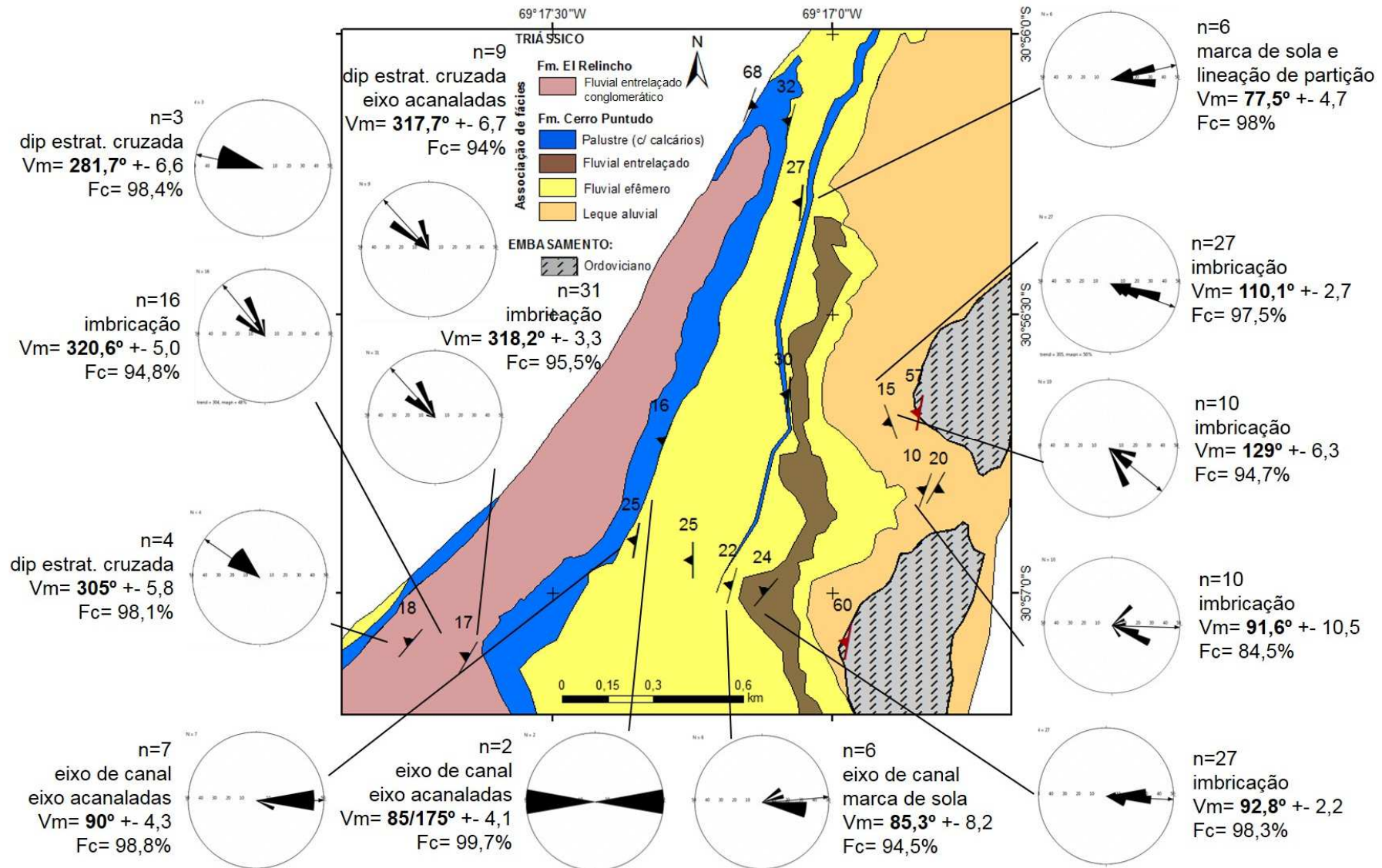
A seção de estudo aflora devido à tectônica de inversão andina, e seus estratos, originalmente horizontais, encontram-se com mergulhos suaves, entre 15° e 25° para oeste, na parte central da área. Essa característica é favorável para a medida de estruturas lineares sem a necessidade de correção do mergulho do acamamento (POTTER e PETTIJOHN, 1977), o que permitiu o reconhecimento do sentido da paleocorrente no momento da medição no campo. No mapa da Figura 81 são indicadas as estações de medidas de paleocorrente com os respectivos mergulhos do acamamento. Observa-se que a maioria das medidas foi realizada em camadas com mergulho entre 15-18° e que foram priorizadas as estruturas lineares, como imbricação de seixos, marcas de sola e eixos de canal.

As estruturas de imbricação de seixos correspondem a 76% (n=121) das medidas de paleocorrente tomadas. Essa alta proporção é reflexo do maior número de medidas realizadas em conglomerados. Isso porque os principais conglomerados da área são de leques aluviais, e para a análise estatisticamente representativa nesse contexto, é necessário um maior número de medidas.

As medidas em marcas de sola correspondem a 9% (n=14) e, em marcas de escavação (*groove marks*), a 1% (n=2). Essas estruturas auxiliaram também na indicação do sentido da paleocorrente no caso em que estavam associadas a estruturas direcionais. As medidas direcionais em eixo de estratificações cruzadas acanaladas correspondem a 5,5% (n=9), e as paleocorrentes de eixos de canais expressivos de conglomerados e arenitos correspondem a 2,5% (n=4).

Apenas 6% (n=9) das medidas foram realizadas em estratificações cruzadas planares a tangenciais. Esse baixo número se deve ao menor número de medidas tomadas nas camadas arenosas em comparação às camadas conglomeráticas e à ocorrência mais restrita de cortes que evidenciavam o mergulho verdadeiro dos *foresets*. Essas estruturas foram analisadas em 3D, para confirmar que o *foreset* analisado tinha mergulho compatível com o sentido verdadeiro da paleocorrente.

Essas estratificações cruzadas apresentam *foresets* com mergulho para a mesma direção de mergulho do acamamento, por isso optou-se por medir diretamente o sentido do mergulho dos *foresets* (*trend*) como indicador do paleofluxo, sem realizar rotação por restauração do acamamento. Isso porque, em situações de coincidência dos mergulhos entre *foreset* e acamamento, a rotação da paleocorrente modifica pouco a direção máxima do mergulho do *foreset* (POTTER e PETTIJOHN, 1977).



**Figura 81:** Mapa de detalhe das associações de fácies com as estações de medidas das paleocorrentes.

Outro cuidado na análise das estratificações cruzadas foi a escolha de camadas com estratificações de maior porte, geralmente de espessura decimétrica a métrica, que fossem representativas do sistema deposicional analisado. Isso porque, em sistemas fluviais, laminação cruzada e *ripples*, que tem tamanho menor, são geralmente formadas por fluxos locais que podem não representar o paleo-declive.

No mapa da figura 81, observam-se duas direções principais de paleocorrentes, uma direção para leste, predominante nas unidades basais que se distribuem na parte leste da área, e outra direção para noroeste, exclusiva na unidade de topo, localizada a oeste da área. Na figura 82, as paleocorrentes são agrupadas por associação de fácies segundo o empilhamento vertical.

Na associação de fácies de Leque aluvial (dominado por fluxos gravitacionais de massa) as paleocorrentes em níveis de imbricação de seixos são para ESE, com vetor médio de  $110,6^\circ$ , desvio padrão de  $3,4^\circ$  e fator consistência de 92,2% em 47 medidas.

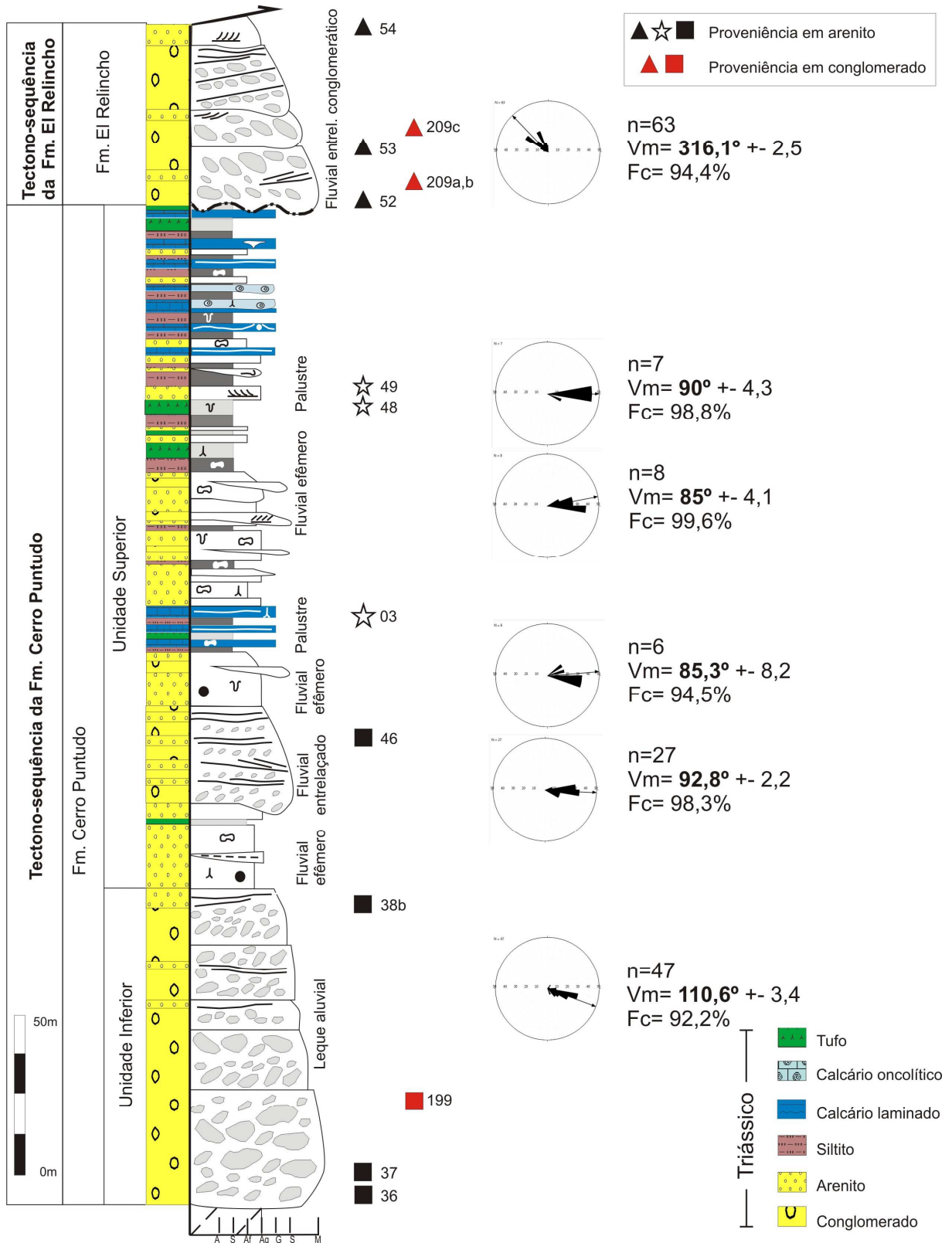
Na base da associação Fluvial efêmero não foram tomadas medidas, pois as estruturas sedimentares se resumem a *ripples* multidirecionais, que não são boas indicadoras do paleofluxo dominante.

Na associação de fácies Fluvial entrelaçado as imbricações de seixos indicam paleocorrente para E, com vetor médio de  $92,8^\circ$ , desvio padrão de  $2,2^\circ$  e fator consistência de 98,3% em 27 medidas.

Na associação Fluvial efêmero, interdigitada com a associação palustre basal, a paleocorrente é para E, com vetor médio de  $85,3^\circ$ , desvio padrão de  $8,2^\circ$  e fator consistência de 94,5% em 6 medidas. As estruturas sedimentares analisadas foram marcas de sola, eixo de canal conglomerático expressivo e eixo de estratificações cruzadas acanaladas. Já na associação palustre basal, que inclui o intervalo carbonático inferior (A), não foram medidas paleocorrentes.

Na associação Fluvial efêmero superior, a paleocorrente é para E, com vetor médio de  $85^\circ$ , desvio padrão de  $4,1^\circ$  e fator consistência de 99,6% em 8 medidas. Essas paleocorrentes foram indicadas por eixo de canais, marcas de sola e eixo de estratificações acanaladas.

Na associação palustre superior, que inclui o intervalo carbonático superior (B), somente na base do intervalo foram medidas paleocorrentes em eixos e marcas de sola de pequenos canais. A direção é para E, com vetor médio de  $90^\circ$ , desvio



**Figura 82:** Seção colunar com as paleocorrentes por intervalo estratigráfico e posição das amostras para análise de proveniência.

padrão de  $4,3^\circ$  e fator consistência de 98,8% em 7 medidas.

Todas essas associações de fácies pertencem a Formação Cerro Puntudo e nota-se um comportamento unidirecional constante das paleocorrentes com direção predominante para leste.

Já a associação de fácies Fluvial entrelaçado conglomerático, pertencente à Formação El Relincho, apresenta uma direção de paleocorrentes diferente, que indicam sentido para NW, com vetor médio de  $316,1^\circ$ , desvio padrão de  $2,5^\circ$  e fator consistência de 94,4% em 63 medidas. Essa direção foi medida principalmente em seixos imbricados, e subordinadamente foi obtida pelo mergulho de *foresets* de estratificação cruzada e marcas de escavação e preenchimento.

A mudança na direção e sentido da paleocorrente ocorre a partir de uma discordância erosiva, que delimita as duas formações da área de estudo, Formação Cerro Puntudo e Formação El Relincho. Coincide com uma abrupta mudança do sistema deposicional, que anteriormente era palustre e passa a fluvial entrelaçado conglomerático. E coincide também com a mudança de proveniência observada nos seixos/blocos dos conglomerados e composição modal dos arenitos.

Considerando a geometria do depocentro de Cerro Puntudo com base nas paleocorrentes, conclui-se que a borda falhada desse depocentro localiza-se a oeste, já que os depósitos de leques aluviais associados à atividade tectônica das falhas rifte indicam paleofluxo para leste. Nessa configuração, uma direção de paleocorrentes distinta para NW, a partir da Formação El Relincho, evidencia uma atividade tectônica não mais relacionada à falha de borda primordial do hemigraben, mas sim a uma reativação de falhas a leste-sudeste do hemigraben.

Do ponto de vista apenas geométrico, essa reativação poderia ser originada na margem flexural da própria sub-bacia de Cerro Puntudo, localizada a leste. Mas, considerando também a componente axial da paleocorrente (direção NW), essa reativação poderia ser relacionada a uma interação com outra sub-bacia rifte na direção sudeste, que no contexto geológico da parte norte da Bacia Cuyo seria o depocentro de Rincón Blanco.

No capítulo 6.7 a análise de proveniência é abordada e as informações de paleocorrente são integradas a ela na discussão de potenciais áreas-fonte. Uma análise completa dos sistemas deposicionais, paleocorrentes e proveniência é tratada no capítulo 7 de Evolução sedimentar.

## 6.7. Análise de Proveniência

### Análise de proveniência em conglomerados

A contagem de frequência de blocos/seixos de conglomerados foi realizada em três posições estratigráficas distintas da seção (Figura 82). A primeira posição de análise foi na base da unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo, em blocos de conglomerado da associação de fácies leque aluvial (P-199). A segunda análise foi na base da Formação El Relincho, próximo à discordância erosiva, em blocos (P-209a) e também seixos (P-209b) de conglomerados da associação de fácies fluvial entrelaçado conglomerático (em contagem separada). E a terceira, foi no meio da Formação El Relincho, 20m acima da discordância erosiva, em blocos de conglomerado da associação fluvial entrelaçado conglomerático (P-209c) (Figura 83).

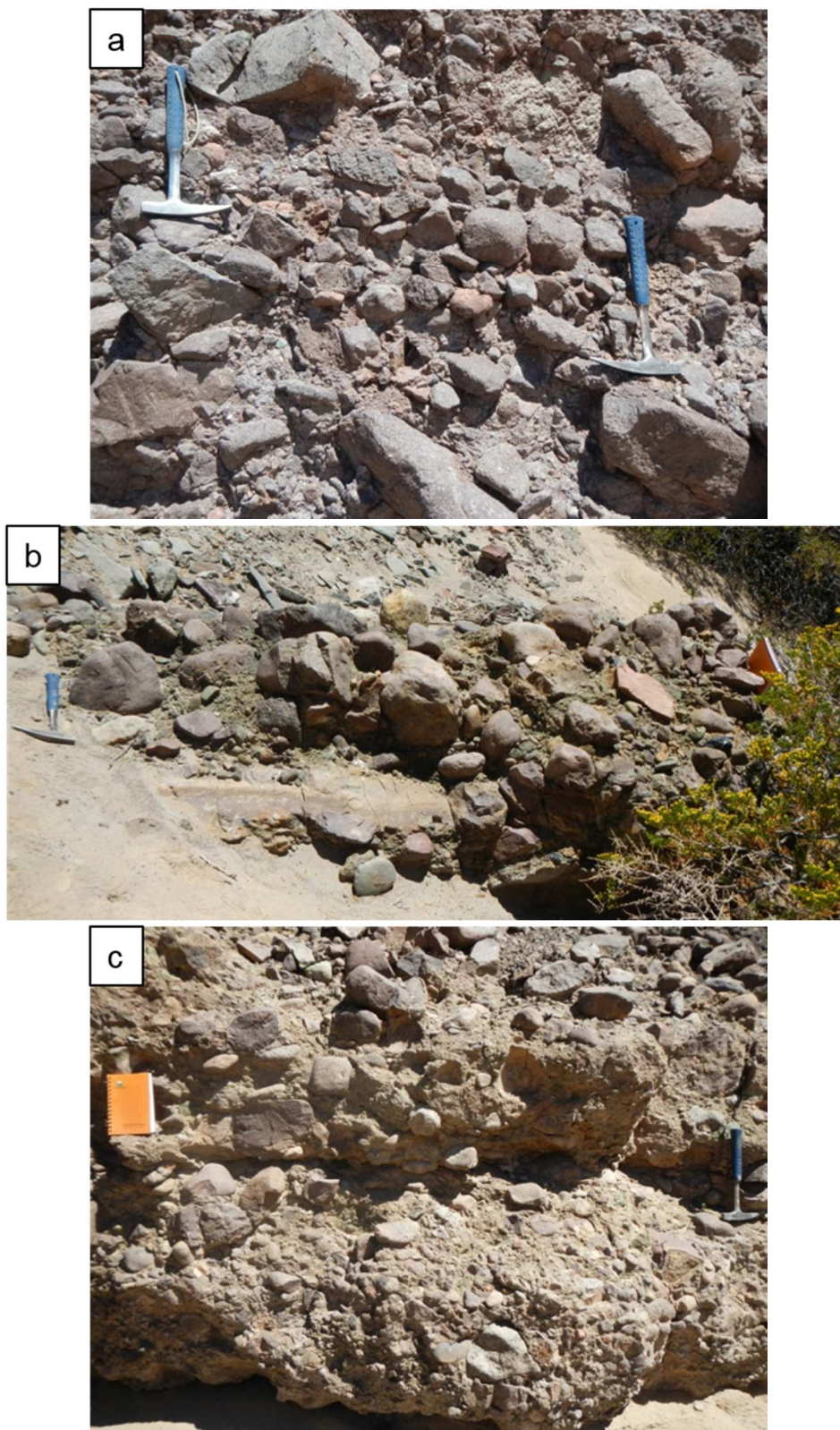
Na contagem de frequência de clastos, os litotipos foram classificados em: andesitos (textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio), riolitos (textura afanítica com raros fenocristais de quartzo), tufo, ignimbritos, aglomerados (fragmento do próprio conglomerado retrabalhado), metamórficas verdes (meta-básicas e meta-sedimentares) e brecha vulcânica (Tabela 8, Figura 84).

**Tabela 8:** Contagem de frequência de blocos (P199, P209a e P209c) e seixos (P209b) em conglomerados. Ver localização na figura 107.

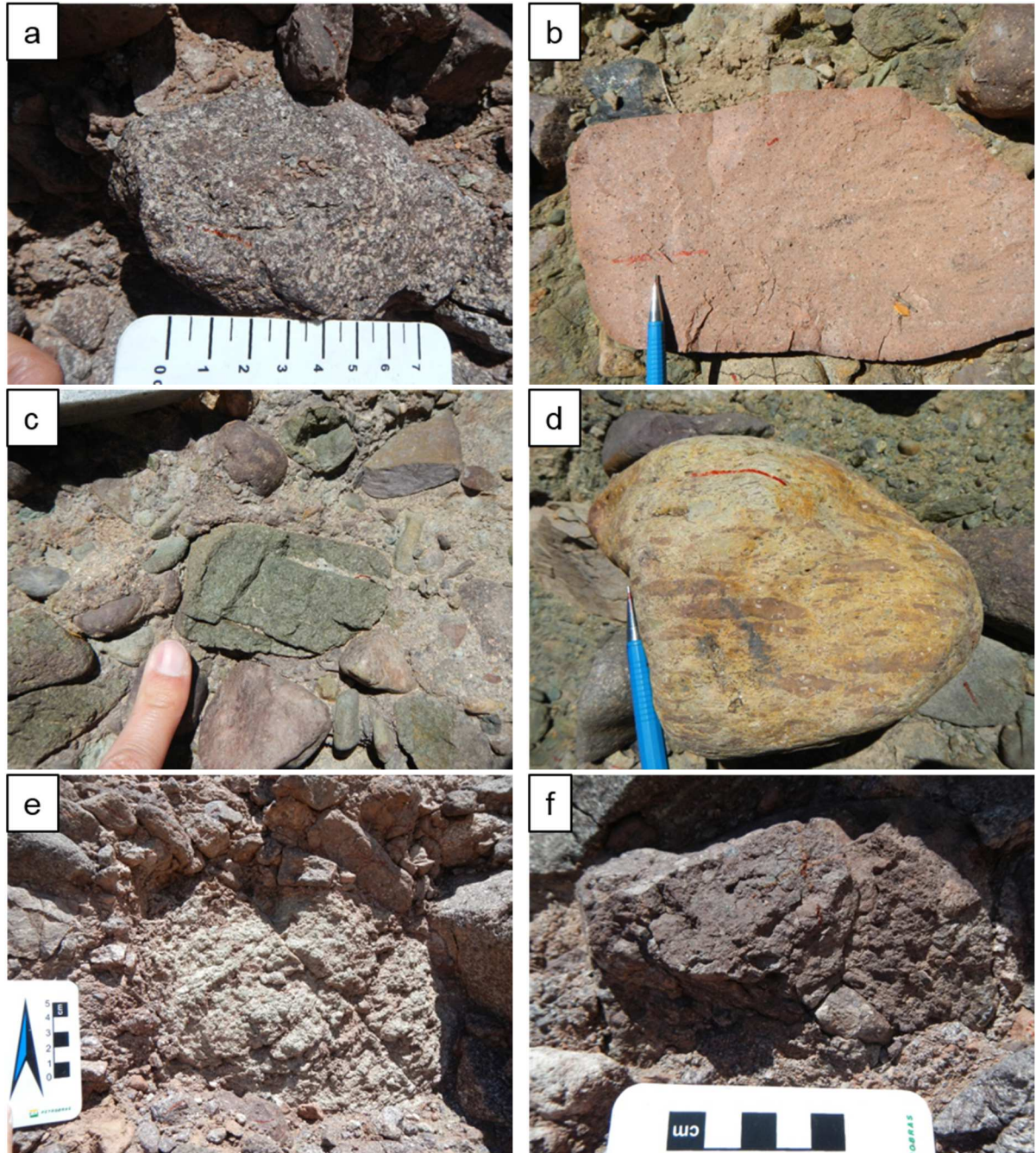
	andesito	riolito	tufo	aglomerado	ignimbrito	metamórficas verdes	brecha vulcânica	total
P-199	89	6	2	3	0	0	0	100
P-209a	34	43	0	0	4	19	0	100
P-209b	9	44	0	0	0	47	0	100
P-209c	13	74	0	0	0	12	1	100

O conglomerado da Formação Cerro Puntudo (P-199) é monomítico, composto por 89% de blocos vulcânicos andesíticos, 6% de riolitos e 2% de tufo, que totalizam 97% de clastos de origem vulcânica. O caráter monomítico é aproximadamente constante em toda a associação de fácies de leques aluviais, exceto próximo a base, onde os conglomerados são compostos também por blocos e matacões de arenito. Mas, a 5m da base, a proporção de seixos de arenito diminui para cerca de 5%, e some a partir disso, o que evidencia que essa constituição é exclusiva da base.





**Figura 83:** Aspecto de afloramento das estações de contagem de frequência de clastos: a) conglomerado oligomítico (blocos vulcânicos) (P-199); b) conglomerado polimítico (blocos e seixos vulcânicos e metamórficos em matriz arenosa esverdeada) (P-209a), c) conglomerado polimítico (blocos vulcânicos e metamórficos em matriz arenosa esbranquiçada) (P-209c).



**Figura 84:** Principais litotipos constituintes dos conglomerados da área de estudo: a) andesito, b) riolito, c) metamórfica verde com clivagem (meta-básica), d) ignimbrito, e) tufo, f) aglomerado.

Os fragmentos arenosos são similares aos arenitos do embasamento Ordoviciano que afloram na parte leste da área e, portanto, são fragmentos do embasamento retrabalhados em meio aos depósitos de fluxo de detritos. Essa característica indica que a discordância angular da base da Formação Cerro Puntudo é uma superfície deposicional do bloco baixo, onde a sedimentação dos

conglomerados retrabalha parte do embasamento, mas o aporte, a partir do bloco alto, é composto exclusivamente por rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi.

É interessante notar que os clastos de andesito do ponto de análise P-199 tem textura muito parecida ao andesito que aflora como embasamento na parte sul da área. Ambos possuem textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio e anfibólio e porções de matriz vítrea com textura de fluxo. Essa semelhança sugere que o bloco alto (área fonte) seja constituído, pelo menos em parte, por essa mesma litologia.

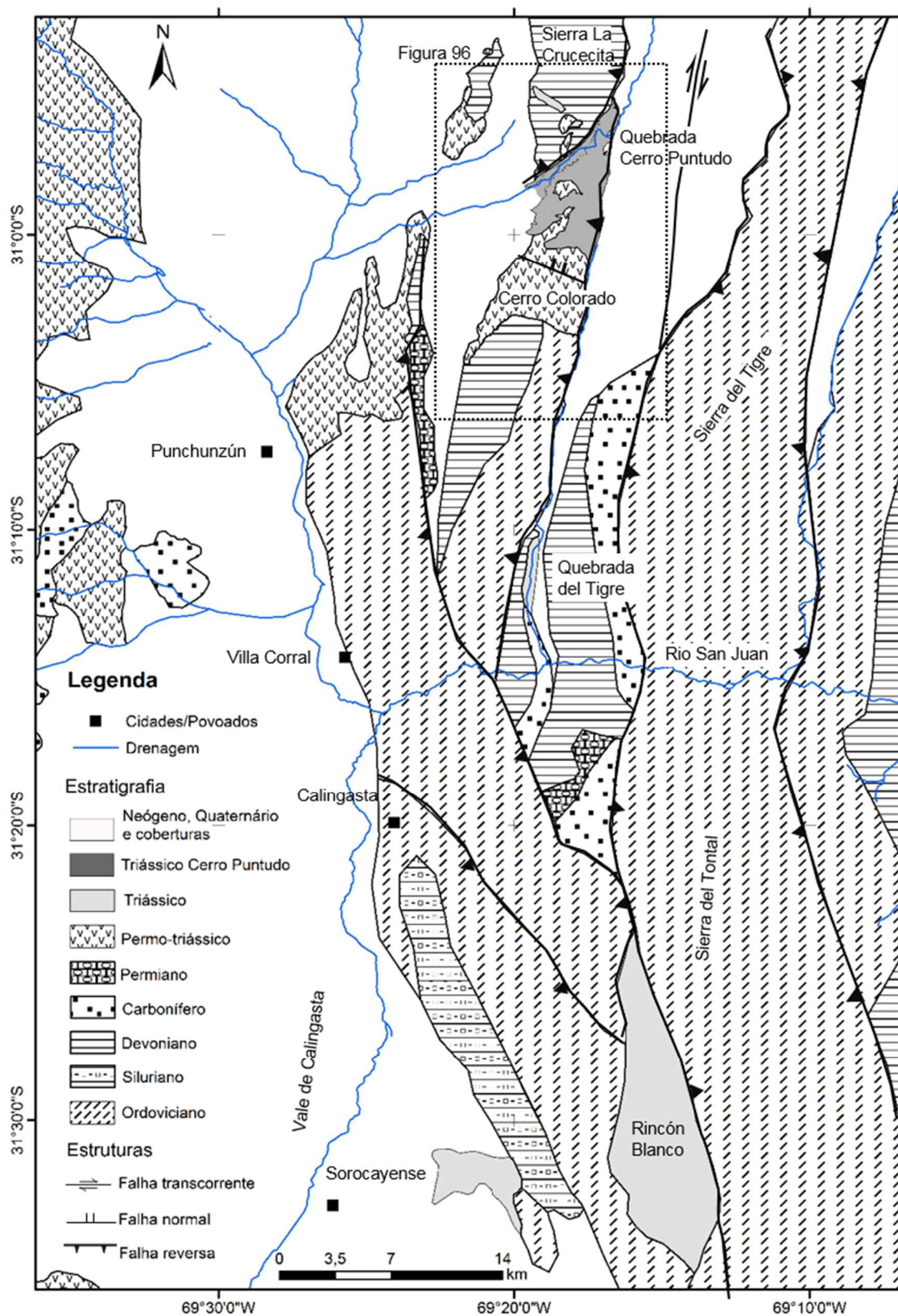
Ressalta-se que afloramentos de rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi ocorrem amplamente distribuídos a oeste da área de estudo, inclusive no topo do Cerro Puntudo (Figura 85). Essa posição relativa de afloramentos vulcânicos (e possíveis áreas-fonte) é consistente com a direção de paleocorrentes para leste, medidas no conglomerado monomítico.

Diferentemente, os conglomerados da Formação El Relincho são polimíticos e apresentam importante contribuição de rochas metamórficas verdes, além de líticos vulcânicos (P-209a, P-209b e P-209c). Os líticos metamórficos são meta-sedimentares (filitos, ardósias e metagrauvacas) e meta-básicos que possuem uma foliação pervasiva. Enquanto que os líticos vulcânicos são de andesito e riolito.

Na contagem de frequência próxima à discordância erosiva da base da Formação El Relincho, a proporção de fragmentos metamórficos verdes em blocos é de 19% (P-209a), e em seixos é de 47% (P-209b). E, 20m acima, a proporção de fragmentos metamórficos verdes na fração bloco diminui para 12% da contagem do ponto P209c.

A principal diferença na composição entre os blocos do P-209a e do P-209c está na proporção relativa entre os tipos de rochas vulcânicas: na contagem próxima a discordância erosiva, em P-209a, observa-se um equilíbrio na proporção de andesitos e de riolitos, 34 e 43%, respectivamente. Enquanto que em P-209c os fragmentos de riolitos são predominantes em relação aos andesitos, ou seja, 74% de riolitos e apenas 13% de andesitos.

No contexto geológico regional da Precordillera Occidental, afloramentos de rochas metamórficas se distribuem, em posição relativa, a leste, sudeste e a sul da área de estudo (Figura 85), pertencentes a unidades Ordovicianas. Essa distribuição de afloramentos (e possíveis áreas-fonte) é coerente com direção de paleocorrentes para NW, medidas nesses conglomerados polimíticos.



**Figura 85:** Mapa geológico simplificado da Precordillera Occidental com os principais afloramentos triássicos da parte norte da Bacia Cuyo (modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004, SESSAREGO, 1988, BARREDO, 2004 e CARDÓ e DÍAS, 2005).

## **Análise de proveniência em arenitos**

Na estimativa dos componentes minerais dos arenitos, utilizou-se a classificação de abundância: traço (<1%), muito escasso (1-5%), escasso (5-20%), moderado (20-40%), abundante (40-60%) e muito abundante (>60%).

A descrição de proporção considera três grupos de petrofácies com características mineralógicas semelhantes, representadas na figura 82 por símbolos distintos. A base da Formação Cerro Puntudo se refere às amostras CP-36, CP-37, CP-38b e CP-46 com símbolo de quadrado. O topo dessa formação equivale as amostras CP-03, CP-48 e CP-49 com símbolo de estrela. Já a Formação El Relincho é representada pelas amostras CP-52, CP-53 e CP-54 com símbolo triângulo.

### **QUARTZO (Q= Qm + Qp)**

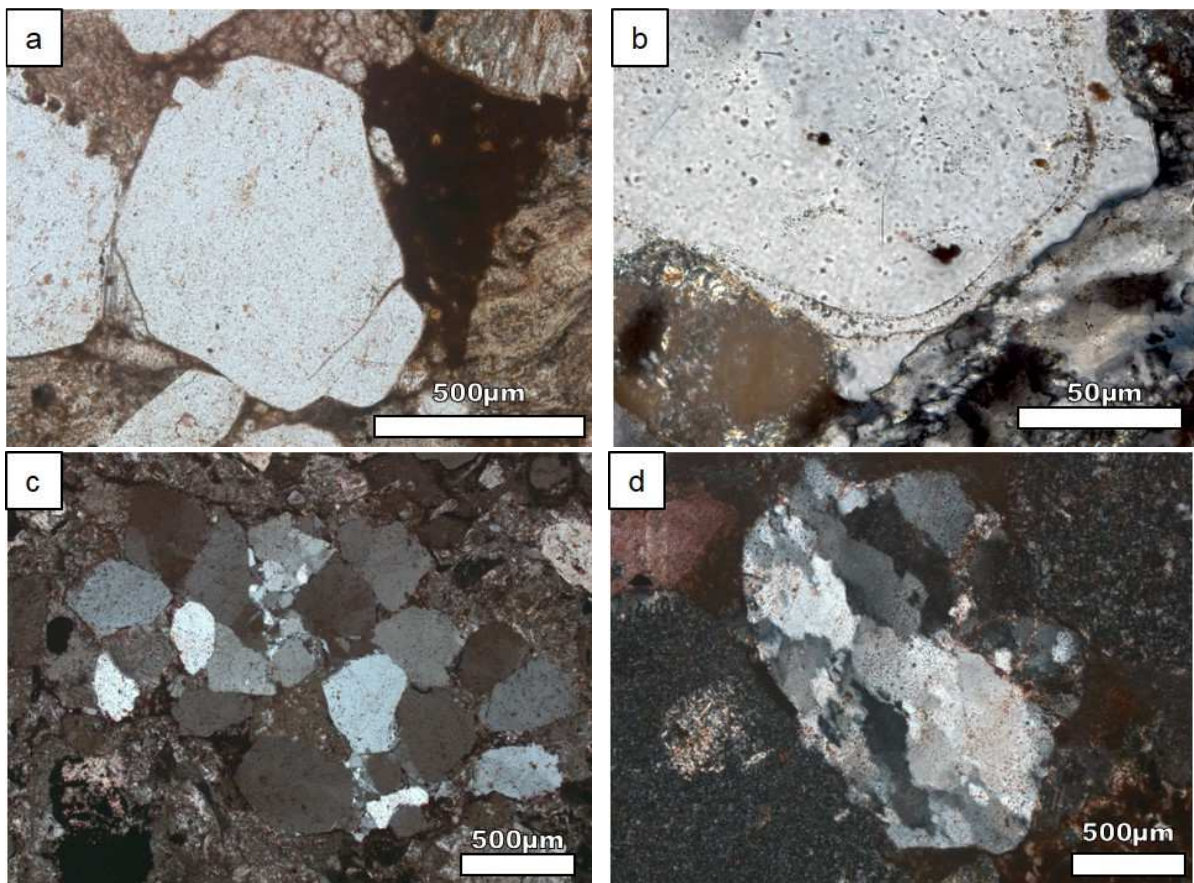
Quartzo monocristalino (Qm) ocorre em quantidade escassa na Formação Cerro Puntudo (5,7-10,3%) e moderada (15–25 %) na Formação El Relincho. Engloba quartzo vulcânico e quartzo de origem indeterminada (sedimentar ou metamórfico). Apenas em uma amostra próxima a base da seção, CP-38b, não há Qm.

Os principais cristais de Qm são do tipo vulcânico, caracterizados pela extinção reta, formato euédrico, com hábito hexagonal, geralmente com embainhamentos (reentrâncias) e fraturas (Figura 86a). Esses cristais têm tamanho de 0,5 – 1,8 mm e ocorrem por toda seção, porém em quantidade escassa na base da Formação Cerro Puntudo (0 a 6%), um pouco maior no topo da Formação Cerro Puntudo (4,3-8,7%) e na Formação El Relincho (2 a 18,3%). Esses cristais também ocorrem como fenocristais em líticos vulcânicos de textura piroclástica/porfirítica e mais raramente em vulcânicas de textura porfirítica. A menor quantidade de quartzo vulcânico da base da seção reflete a composição mais andesítica dos líticos vulcânicos associados a esse intervalo, que são caracterizados pelo predomínio de fenocristais de plagioclásio.

Outro grupo de quartzo monocristalino é do tipo subarredondado com extinção reta (0,2-0,4 mm). Nesses grãos é comum a preservação de cimento sintaxial precedente, o que indica reciclagem de um grão detrítico prévio (Figura 86b). Ocorre em quantidade escassa (1 a 8%) na base da Formação Cerro Puntudo, associado a fragmentos líticos de arenito do Ordoviciano retrabalhado, o qual ocorre também como

seixos nos conglomerados basais, e aflora como embasamento da seção. Já no topo da Formação Cerro Puntudo a quantidade é muito escassa (1 a 2,7%), reflexo da ausência de fragmentos líticos do embasamento. Na Formação El Relincho há um incremento de 3 a 11,7% associado a ocorrência de fragmentos líticos de rochas metamórficas, de arenito e de quartzo policristalino.

Há ainda quartzo monocristalino subarredondado com extinção ligeiramente a fortemente ondulada (0,1-0,3 mm) (Figura 86c). Na Formação Cerro Puntudo a quantidade é muito escassa, 1 a 2,7%, e também constitui líticos de arenito do Ordoviciano retrabalhado. Bem no topo da Formação El Relincho (amostras CP-53 e 54) apresenta proporção mais significativa, 3 a 7,3%, assim como o Qm subarredondado de extinção reta.



**Figura 86:** a) Grão de Qm vulcânico (CP-52, N//, 10x), b) Qm subarredondado com cimento sintaxial prévio (CP-53, N//, 40x); c) Qm com extinção ondulante em fragmento de arenito (CP-36, NX, 10x); d) Quartzo policristalino com textura granoblástica (CP-52, NX, 10x).

Quartzo policristalino (Qp) ocorre com proporção mais representativa (2 a 8%) na Formação El Relincho. Na Formação Cerro Puntudo aparece apenas

pontualmente: na base da seção associado aos fragmentos líticos de arenito ordoviciano e no topo concomitante a meta-siltitos. Os grãos possuem tamanho variável, de 0,2 a 2 mm, e os cristais internos oscilam entre 0,04 a 1,0 mm. Os cristais policristalinos são anédricos ou alongados/estirados, possuem extinção ondulante, e contato planar a serrilhado (Figura 86d). Frequentemente, os limites entre cristais é interpenetrativo, de difícil distinção, o que caracteriza uma textura granoblástica, típica de rochas metamórficas.

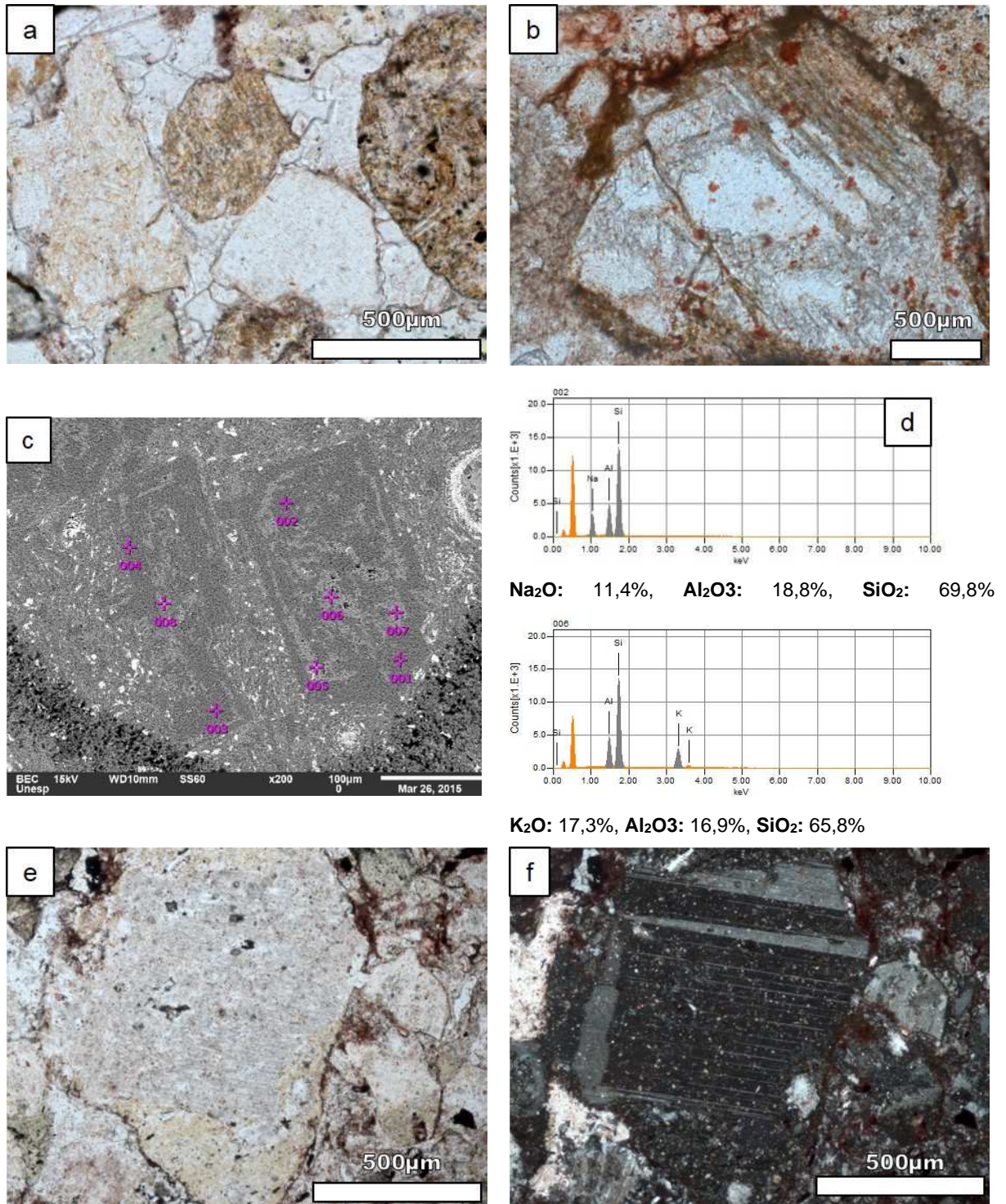
Alguns fragmentos de rochas vulcânicas com textura micro a cripto-cristalina foram analisados com cuidado para não serem confundidos com Qp. Nesses casos, procurou-se identificar a textura felsítica das rochas vulcânicas, ou seja, além dos minerais de quartzo, a presença também de feldspato. Assim, observa-se que no geral as frações de cristais micro a cripto-cristalinas são fragmentos de rochas vulcânicas.

#### FELDSPATOS ( $F = K + P + \text{Find}$ )

Os feldspatos são importantes constituintes nas amostras analisadas, com distribuição moderada a abundante, entre 17 a 47%. Os principais tipos são plagioclásios (P) e K-feldspatos (K), porém os mais abundantes são feldspatos indiferenciados (Find). Na análise dos feldspatos, para diferenciação entre K-feldspato e plagioclásio, utilizou-se a técnica complementar de tingimento com cobaltinitrito de sódio, que tinge de amarelo claro os minerais ricos em potássio. Essa técnica é especialmente útil na análise de seções cristalinas não macladas ou com tipo de macla comum aos dois tipos de feldspatos.

Os feldspatos potássicos (K) ocorrem em quantidade escassa: 0 a 5,3% na Formação Cerro Puntudo, e proporção maior de 4,7 a 10% na Formação El Relincho. Predominam grãos tabulares, subangulares, com tamanho de 0,2 a 2 mm, que podem apresentar geminação Carlsbad e linhas de clivagem bem marcadas. Porém, frequentemente constata-se nos cristais alterações diagenéticas que mascaram as características originais. Os minerais de substituição mais comuns são albita e calcita, além de diminutos argilominerais do grupo illita-esmectita (Figura 87a, d).

A albitização foi confirmada por análises de EDS-MEV, e geralmente se desenvolve ao longo de clivagens e fraturas do cristal de K-feldspato. Esse processo também é observado nos plagioclásios, por isso, em casos avançados de substituição



**Figura 87:** a) K-feldspatos: tingimento intenso no grão central, e disseminado no grão da esquerda devido à substituição parcial para albita (CP-03, N//, 10x); b) K-feldspato parcialmente substituído para calcita, albita, e parte reliquiar tingida no topo do cristal (CP-52, N//, 5x); c) K-feldspatos parcialmente albitizados em MEV (cinza claro: K-feldspato, cinza escuro: albita); d) espectro de raios-X detectado por EDS/MEV nos pontos de análise 2 (albita) e 6 (K-feldspato); e,f) Plagioclásio em fragmento de rocha porfírica não tingido (CP-37, N//, NX, 10x).



dos cristais procurou-se identificar o feldspato potássico original reliquiar, e observar a presença do corante amarelo. Na ausência deste e de qualquer outra evidência ótica, o cristal foi classificado como feldspato indiferenciado.

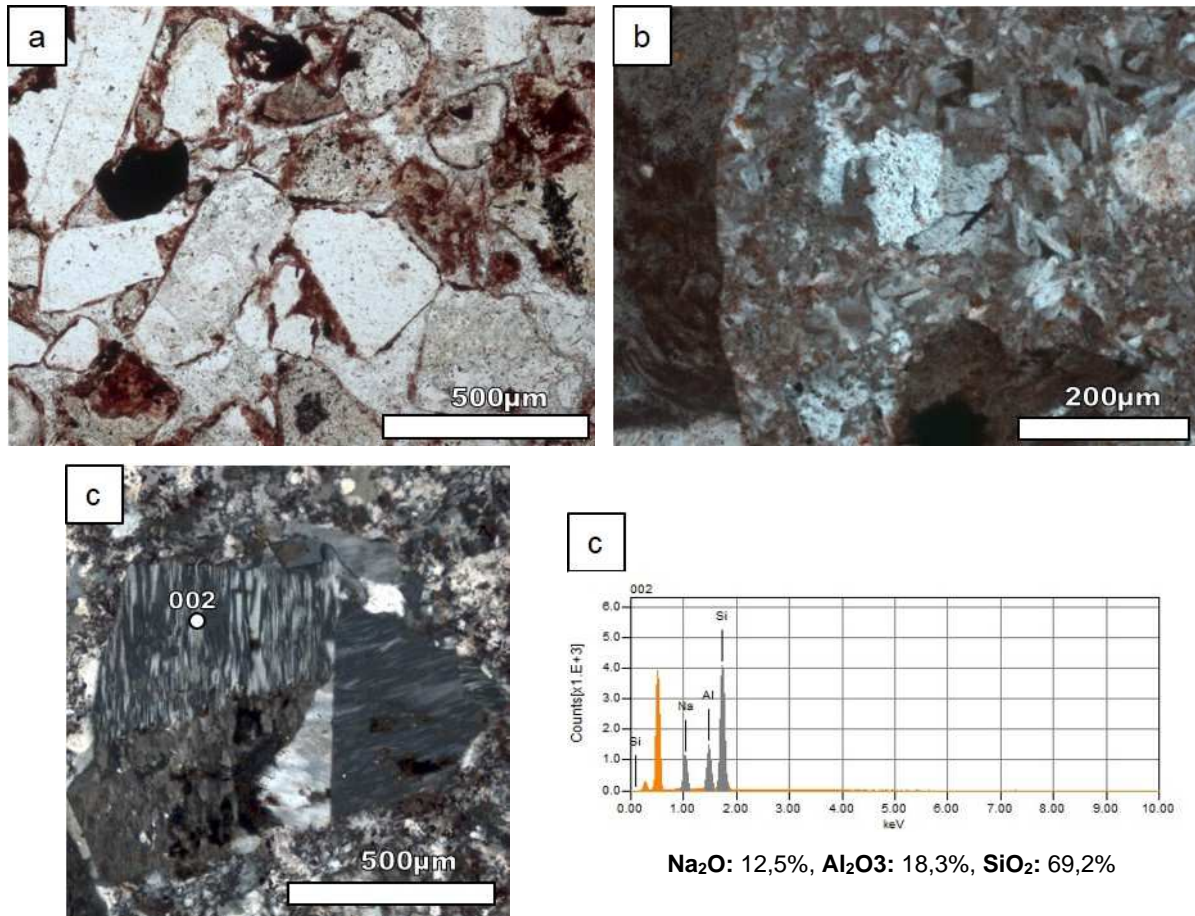
Localmente, na base da Formação Cerro Puntudo, ocorrem grãos subarredondados de K-feldspato em quantidade traço, inclusive com albitização ao longo de clivagens. Esses grãos são associados a fragmentos de arenito do embasamento ordoviciano, assim como os grãos subarredondados de quartzo basais.

Outra espécie de feldspato potássico é o microclínio, caracterizado pela geminação do tipo albita-periclínio. Ocorre em quantidade traço, restrito a Formação El Relincho. Os grãos são subangulares a subarredondados e possuem boa preservação.

Os plagioclásios (P) tem composição entre albita e andesina, estimada pelo “método da zona” de Rittmann (1929) (medida do ângulo de extinção da macla polissintética). Os plagioclásios têm distribuição mais constante por toda a seção, com proporção entre 2,3 e 9,3%. Os grãos têm tamanho 0,15 a 1 mm, são tabulares (fenocristais) ou subangulares (detríticos), e geralmente são geminados segundo a Lei da Albita (macla polissintética) (Figura 87 e,f). No geral, apresentam-se menos alterados do que os K-feldspatos, porém também podem ser substituídos por albita, calcita e argilominerais.

Os plagioclásios geralmente ocorrem como fenocristais de fragmentos líticos de vulcânicas porfíricas ou como grãos detríticos concomitante a elas. Apenas pontualmente, e em quantidade traço (< 1%), na base da Formação Cerro Puntudo e na Formação El Relincho, ocorrem plagioclásios subarredondados, como grãos reciclados de arenito do Ordoviciano.

Os feldspatos indiferenciados (Find) são mais abundantes do que K-feldspatos e plagioclásios, com proporção entre 7 e 42,3% ao longo de toda seção. Essa distribuição independe do intervalo estratigráfico e está relacionada a fatores aleatórios que não permitem o reconhecimento exato do tipo de feldspato, tais como: a intensidade da dissolução e cimentação calcítica poiquilótica (com dissolução parcial, figura 88); a recristalização ou substituição dos feldspatos (diagênese); o avançado grau de alteração e oxidação da superfície do cristal que destrói a macla original e dificulta o tingimento de K-feldspatos; a interceptação de seções cristalinas sem macla ou



**Figura 88:** a) Grãos de feldspatos parcialmente dissolvidos e cimentados por calcita poiquilotópica (CP-48, NX, 10x); b) Fenocristal de feldspato substituído por quartzo (CP-36c, NX, 20x); c) Fenocristal de feldspato indiferenciado com “macla chessboard” a nicóis cruzados (CP-32, NX, 10x); d) Espectro de EDS do ponto 2 com sinal dos elementos Na, Al e Si, que indica albita.

feição característica diagnóstica. Esta última influência é especialmente notável na fração muito fina que compõe algumas amostras mal selecionadas.

Em direção ao topo da seção, tanto na Formação Cerro Puntudo quanto na Formação El Relincho, entre 1,3 a 5,7% dos grãos e fenocristais de feldspato, em fragmentos de rochas piroclásticas ácidas, apresentam um comportamento óptico parecido com a macla polissintética dos plagioclásios, porém com uma extinção sub-paralela e mais desordenada (Figura 88 a,b). Esse comportamento se assemelha à “macla *chessboard*”, descrita em processos diagenéticos e em processos metassomáticos em rochas ígneas e metamórficas (WALKER, 1984).

Análises pontuais de MEV/EDS nesses fenocristais confirmaram apenas a composição de albita pura (Ab100), sem relictos de um possível feldspato original. Como tal composição é típica de albitas diagenéticas (WALKER, 1984) e a textura parece secundária, optou-se por não classificar esses feldspatos como plagioclásios, mas como feldspatos indiferenciados.

#### FRAGMENTOS LÍTICOS (L=Lv + Ls + Lm)

Os litoclastos identificados nos arenitos analisados são predominantemente de rochas vulcânicas (andesitos e riolitos/riodacitos), e mais restritamente de rochas metamórficas (meta-arenitos, meta-siltitos, meta-grauvacas e meta-básicas) e sedimentares (arenitos e siltitos).

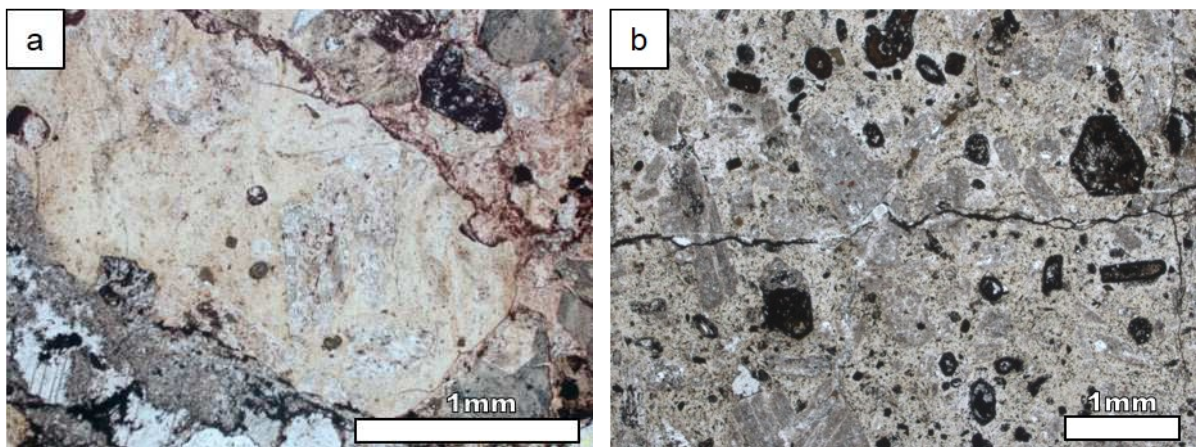
#### LÍTICOS VULCÂNICOS (Lv)

Os líticos vulcânicos são bastante abundantes em toda seção (27,3 a 72,3%). São os espécimes líticos exclusivos da base da Formação Cerro Puntudo, com proporção modal de 65,3 a 72,3%, e apresentam contribuição progressivamente menor para o topo da seção: 37,3 a 56% no topo da Formação Cerro Puntudo e 27,3 a 43,3% na Formação El Relincho. Ainda assim, são os litoclastos predominantes nesses intervalos, com proporção, dentre os fragmentos líticos, de 90,3 - 98% na Formação Cerro Puntudo e 80,3 a 93,4% na Formação El Relincho.

A análise petrográfica das amostras de rochas vulcânicas do embasamento Choiyoi aflorante na área e de seixos dos conglomerados da Formação Cerro Puntudo auxiliaram na caracterização das texturas vulcânicas. Tanto nelas quanto nos fragmentos líticos é possível diferenciar três texturas principais: porfirítica, felsítica e *lathwork*. Essas texturas não são exclusivas de um tipo específico de rocha vulcânica e as três texturas podem inclusive ocorrer em um mesmo fragmento. Porém, observa-se uma tendência de as vulcânicas de composição andesítica apresentarem textura porfirítica e subordinadamente *lathwork*, e as de composição riolítica/riodacítica, a textura felsítica.

Vulcânicas de textura porfirítica são abundantes principalmente na base da Formação Cerro Puntudo e tem ocorrência progressivamente menor para o topo da seção. Os fenocristais são abundantes, possuem tamanho entre 0,1 e 2,0 mm e são predominantemente plagioclásio, do tipo oligoclásio (An 10-15 pelo “método da zona”),

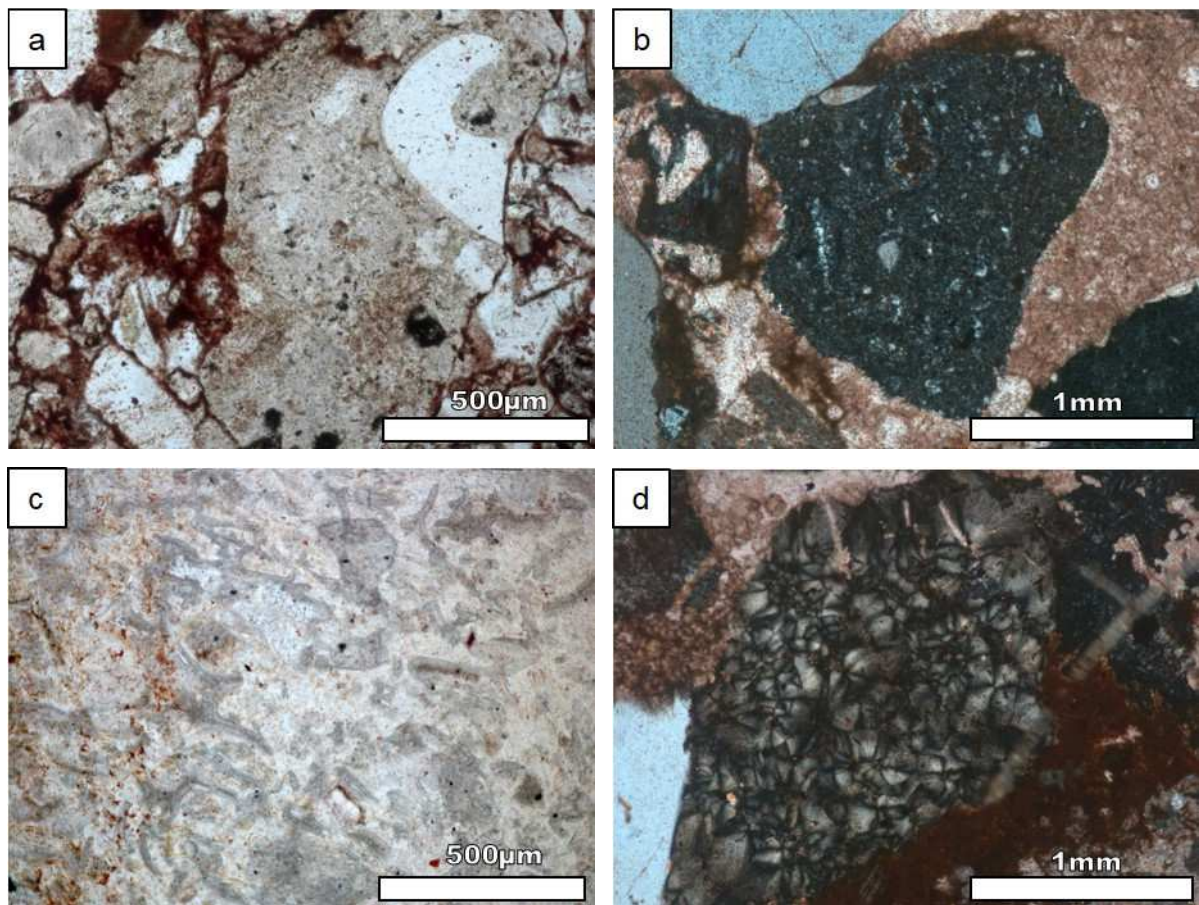
porém, mais restritamente, podem ser também feldspatos potássicos bastante albitizados. Há fenocristais de anfibólio e biotita em quantidade moderada. Os anfibólios usualmente estão bastante oxidados, alterados e substituídos por calcita e argilominerais. A matriz dessas rochas é criptocristalina a microcristalina, composta por feldspatos potássicos e sódicos (primário ou albitização), conforme indicam análises pontuais de EDS-MEV. Raramente se preserva matriz vítrea com textura de fluxo. A predominância de fenocristais de plagioclásio associados a anfibólios e a ausência de fenocristais de quartzo indicam composição andesítica (Figura 89).



**Figura 89:** a) *Lítico vulcânico de textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e matriz vítrea levemente tingida (CP-36, N//, 5x); b) Textura porfírica com fenocristais de plagioclásio (abundantes) e de anfibólios oxidados/alterados em matriz felsítica criptocristalina levemente tingida (CP-38b, N//, 5x).*

Vulcânicas de textura felsítica são os grãos líticos de distribuição média mais constante em toda seção. A textura é predominantemente afanítica caracterizada por uma matriz criptocristalina a microcristalina, formada pela associação de diminutos cristais de quartzo e feldspato (Figura 97). Essa composição foi confirmada pelo tingimento parcial da matriz (que ressalta feldspatos potássicos), e também, por análises de EDS-MEV que caracterizaram porções silicosas com variada proporção de potássio e sódio. Localmente ocorrem fenocristais de feldspatos indiferenciados (feldspatos com “macla *chessboard*” de composição albitica) e de quartzo vulcânico (euédrico com embainhamentos). Assim, do ponto de vista composicional, esses líticos se aproximam ao grupo dos riolitos/riodacitos (Figura 90).

Em alguns fragmentos constata-se também *shards* em meio à matriz felsítica, que é uma feição típica de rochas vulcânicas piroclásticas de composição ácida (riodacítica/riolítica), com fenocristais de quartzo e feldspato indiferenciado. Nesses fragmentos, observa-se alto grau de recristalização para massa criptocristalina, e substituição para calcita. Também ocorrem fragmentos vulcânicos de matriz vítrea (isótropa) e com texturas de desvitrificação (e.g. esferulítica).

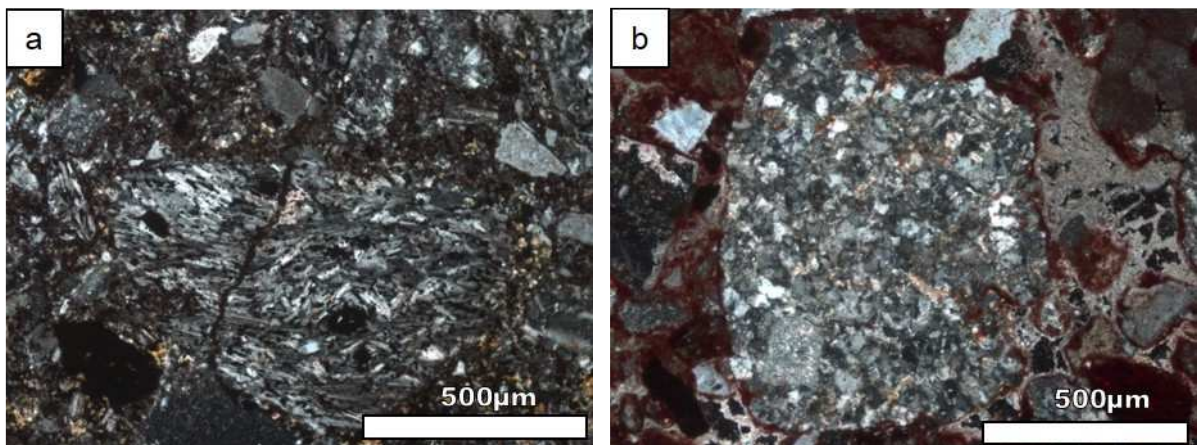


**Figura 90:** a) Fragmento felsítico com raro fenocristal de quartzo com embainhamento (CP-48, N//, 10x); b) textura felsítica com amígdala (CP-52, NX, 5x); c) shards em meio a matriz criptocristalina parcialmente substituídos por calcita (CP-05, N//, 10x); d) Sílica com textura esferulítica (desvitrificação) (CP-52, NX, 5x).

Vulcânicas de textura *lathwork* sensu Dickinson (1970) possuem ocorrência escassa, apenas uma amostra na base da Formação Cerro Puntudo (CP-38b) possui quantidade mais representativa. Essa textura caracteriza-se por ripas de plagioclásio equigranulares, de 0,04 a 0,4 mm, (frequentemente de 0,1mm), com macla Carlsbad, e algumas vezes também com macla polissintética, dispersas aleatoriamente ou

mesmo com uma direção preferencial (similar à textura traquítica). Geralmente ocorrem associados raros cristais de anfibólios, bastante alterados, de tamanho similar. No geral os cristais ocupam todo o espaço do arcabouço, mas pode ocorrer também uma delgada matriz criptocristalina entre as ripas (Figura 91a). Análises pontuais de EDS-MEV em um fragmento com textura *lathwork* indicou composição albitica (provavelmente primária) para as ripas e matriz potássica com porções mais ou menos sódicas. Dessa maneira, os fragmentos líticos de textura *lathwork* tem composição andesítica.

Em alguns intervalos amostrados, observa-se uma substituição bastante pervasiva dos grãos líticos vulcânicos, principalmente para óxidos, o que oblitera a textura original da rocha vulcânica. Há ainda substituição das rochas vulcânicas por clorita e argilominerais, que dificultam a identificação da textura vulcânica. Porém, na maioria dos casos, é possível reconhecer alguma característica primária (Figura 91b).

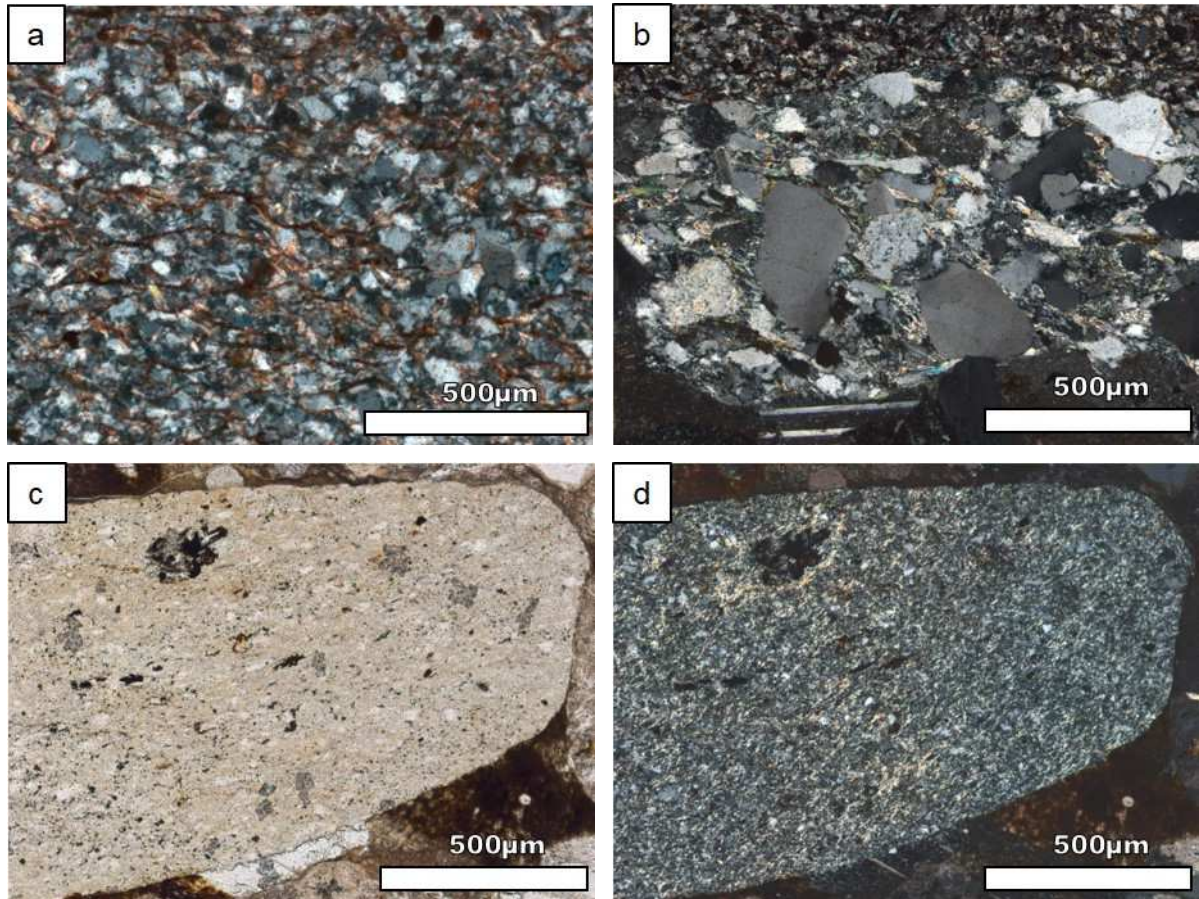


**Figura 91:** a) Textura *lathwork* com ripas de plagioclásio orientadas (equivalente a traquítica) e raros anfibólios oxidados (CP-38b, NX, 20x); b) lítico vulcânico porfirítico bastante substituído para clorita e argilominerais (notar fenocristal de feldspato parcialmente sericitizado no canto inferior esquerdo) (CP-48, NX, 10x).

#### LÍTICOS METAMÓRFICOS (Lm)

Os fragmentos de rochas metamórficas ocorrem somente no topo da Formação Cerro Puntudo e na Formação El Relincho, com proporção de 1 a 4% e de 2,7 a 6,3%, respectivamente. Os principais litotipos são meta-sedimentares, como meta-siltito, meta-grauvaca, meta-arenito, e subordinadamente meta-básica.

Em todos esses fragmentos metamórficos são observadas finas micas brancas oblíquas ao acamamento, o que marca uma foliação pervasiva. Os grãos internos ocorrem levemente estirados e podem apresentar incipiente extinção ondulante. (Figura 92).

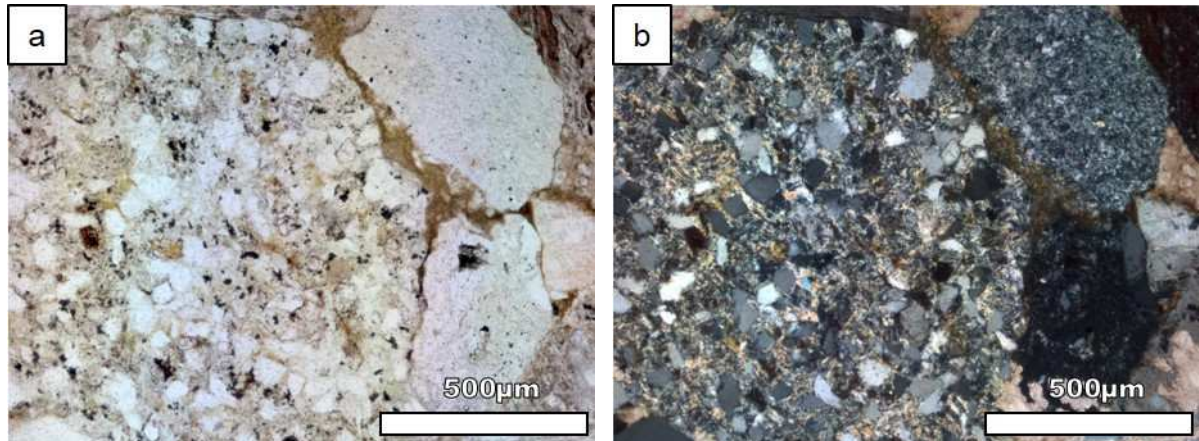


**Figura 92:** Fragmentos metamórficos na amostra CP-52: a) detalhe da foliação marcada por micas brancas em meta-siltito (NX, 20x); b) fragmento de meta-arenito com foliação e estiramento dos grãos (NX, 10x); c,d) meta-grauvaca com foliação marcada por micas (N//, NX, 10x).

### LÍTICOS SEDIMENTARES (Ls)

Os fragmentos de rochas sedimentares são siltitos e arenitos. Os siltitos foram analisados em detalhe a fim de se verificar a ausência de foliação para não serem confundidos com meta-siltitos. Os fragmentos de arenito foram estimados em quantidade traço, pois na maioria das vezes, o retículo do *grid* caía em seus constituintes (quartzo e feldspato subarredondados), e, pelo método Gazzi-Dickinson, foram contados como grãos (Figura 93). Fragmentos de arenito são observados principalmente na Formação El Relincho e localmente próximo à base da Formação

Cerro Puntudo, associados aos clastos do embasamento retrabalhados. Entretanto, a estimativa dos fragmentos líticos sedimentares se refere basicamente a fragmentos de siltito, que ocorrem apenas na Formação El Relincho, em quantidade traço a 4,3%.



**Figura 93:** Fragmento fragmento de siltito grosso com matriz argilosa esverdeada entre os grãos (CP-52, N// e NX, 10x).

É interessante notar que muscovitas ocorrem dispersas em quantidade traço na amostra CP-54, localizada no topo da Formação El Relincho. Tal mineral não é observado nas demais amostras analisadas, pois deve estar associado à proveniência distinta de fragmentos líticos metamórficos, sedimentares e quartzo policristalino da Formação El Relincho.

### Resultados da proveniência de arenitos em diagramas

A composição modal das 10 amostras de arenitos analisadas é apresentada na tabela 9 e localizados na Figura 94. Foram contados 300 pontos válidos por lâmina.

**Tabela 9:** Composição modal de 10 amostras de arenitos (valores em porcentagem). Ver localização na figura 94.

	Qt	F	L	Qm	Qp	Lt	Lv	Lm	Ls	P	K	Findif
CP-36	5,7	27,0	67,3	5,7	0,0	67,3	67,3	0,0	0,0	6,3	0,3	20,3
CP-37	12,7	17,7	69,7	9,7	3,0	72,7	69,7	0,0	0,0	2,3	1,7	13,7
CP-38b	0,0	27,7	72,3	0,0	0,0	72,3	72,3	0,0	0,0	7,7	0,0	20,0
CP-46	9,3	25,3	65,3	9,3	0,0	65,3	65,3	0,0	0,0	5,7	1,0	18,7
CP-03	10,0	29,3	57,0	8,3	1,7	58,7	56,0	1,0	0,0	2,7	5,3	21,3
CP-48	11,3	47,3	41,3	7,7	3,7	45,0	37,3	4,0	0,0	3,0	2,0	42,3
CP-49	10,3	36,3	53,3	10,3	0,0	53,3	49,3	4,0	0,0	2,7	1,7	32,0
CP-52	27,0	17,3	55,7	19,3	7,7	63,3	46,3	5,0	4,3	4,7	5,7	7,0
CP-53	33,3	32,6	34,0	25,0	8,3	42,3	27,3	6,3	0,3	6,7	4,7	21,3
CP-54	17,0	42,3	40,7	15,0	2,0	42,7	38,0	2,7	traço	3,7	10,0	28,7

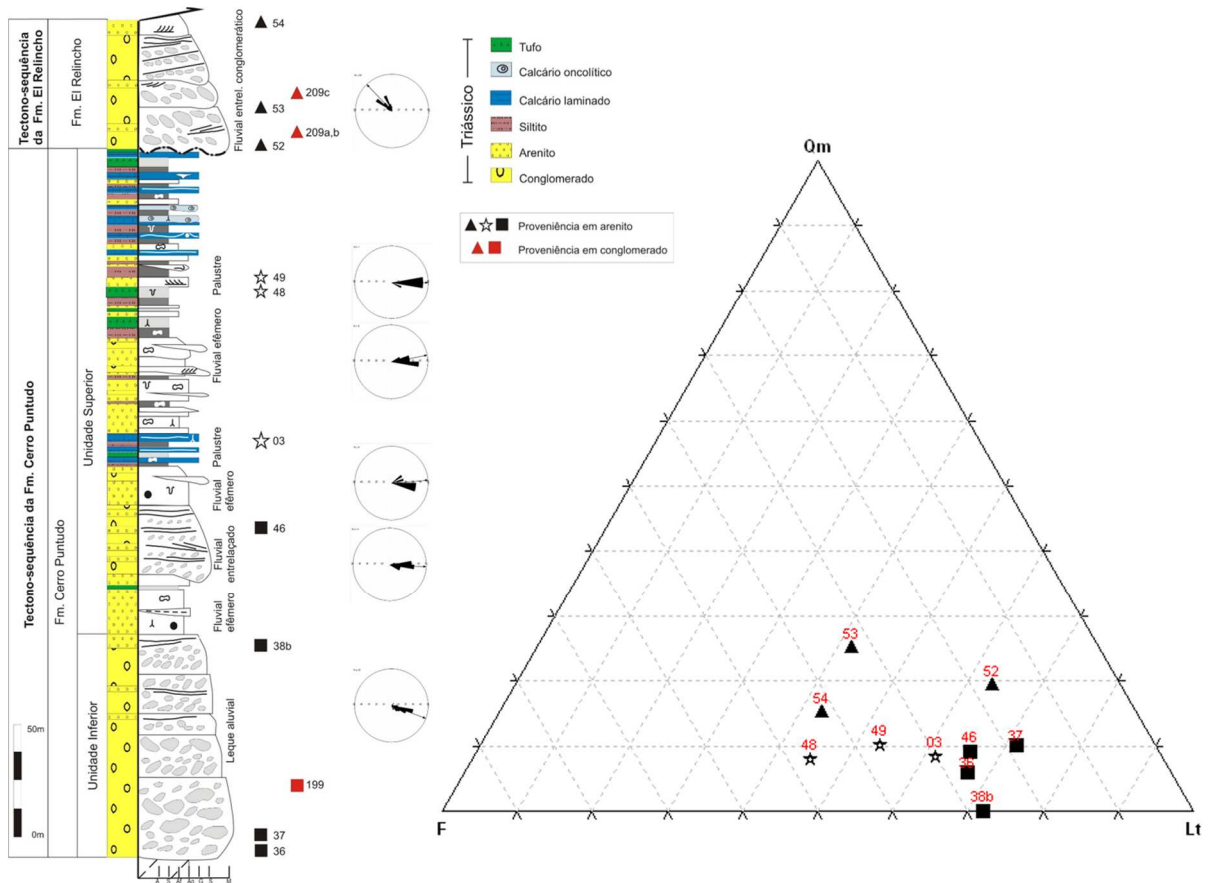


Campos composicionais de diferentes proveniências podem ser analisados em diagramas triangulares cujos vértices podem ser fragmentos líticos (Lv - vulcânico, Ls - sedimentar, Lm - metamórfico, Qp – quartzo policristalino, Lt – total de líticos) ou minerais (Qm – quartzo monocristalino, P - plagioclásio, K – feldspato potássico, F – total de feldspatos, Qt – total de quartzo) em combinação variável. O diagrama QmFLt tem ênfase na área fonte, o QtFL enfatiza maturidade, QpLvLm e LvLmLs enfatizam os fragmentos líticos e o QmPK, os grãos minerais. (DICKINSON, 1985). Para os objetivos desse trabalho, utilizou-se principalmente os diagramas QmFLt, QpLvLm e LvLmLs (Figura 107,108).

As amostras analisadas são classificadas como litarenitos a litarenitos feldspáticos, segundo a classificação de Folk (1968), pois são fortemente constituídas por fragmentos líticos, como mostra o diagrama QmLtF. Essa característica indica importante contribuição a partir de cinturão orogênico reciclado, o que evidencia que o depocentro está localizado em região de relevo acidentado que expõe distintas unidades geológicas. Tal constatação é coerente com o marco tectônico regional da Bacia Cuyo, relacionada à extensão pós orogenia.

Na distribuição composicional das amostras no diagrama QmFLt, visualiza-se três grupos de pontos afins, que ocorrem estratigraficamente próximos e distribuem-se no diagrama em áreas similares. Essas petrofácies estão representadas com mesma simbologia: quadrados para as amostras basais da Formação Cerro Puntudo, estrelas para as amostras do topo da Formação Cerro Puntudo e triângulos para as da Formação El Relincho.

Os quadrados correspondem às amostras CP-36, CP-37, CP-38b e CP-46, localizadas na base da Formação Cerro Puntudo. Essas amostras possuem predominância de fragmentos líticos vulcânicos, moderada quantidade de feldspatos e baixa proporção de quartzo monocristalino vulcânico. Ressalta-se que o Qm das amostras CP-36 e CP-37 é nitidamente herdado do embasamento em que a bacia se instala, assim como observado na fração conglomerática dos leques aluviais imediatamente na base da seção.



**Figura 94:** Diagrama ternário QmFLt e seção colunar com a distribuição das amostras para a análise de proveniência.

As estrelas representam as amostras CP-03, CP-48 e CP-49, as quais ocorrem próximo ao topo da Formação Cerro Puntudo: a CP-03 no intervalo carbonático (A) e as amostras CP-48 e CP-49 entre os dois intervalos carbonáticos. Essas amostras são caracterizadas por predominância de líticos vulcânicos, mas com maior quantidade de feldspatos, e por baixa proporção de quartzo monocristalino vulcânico.

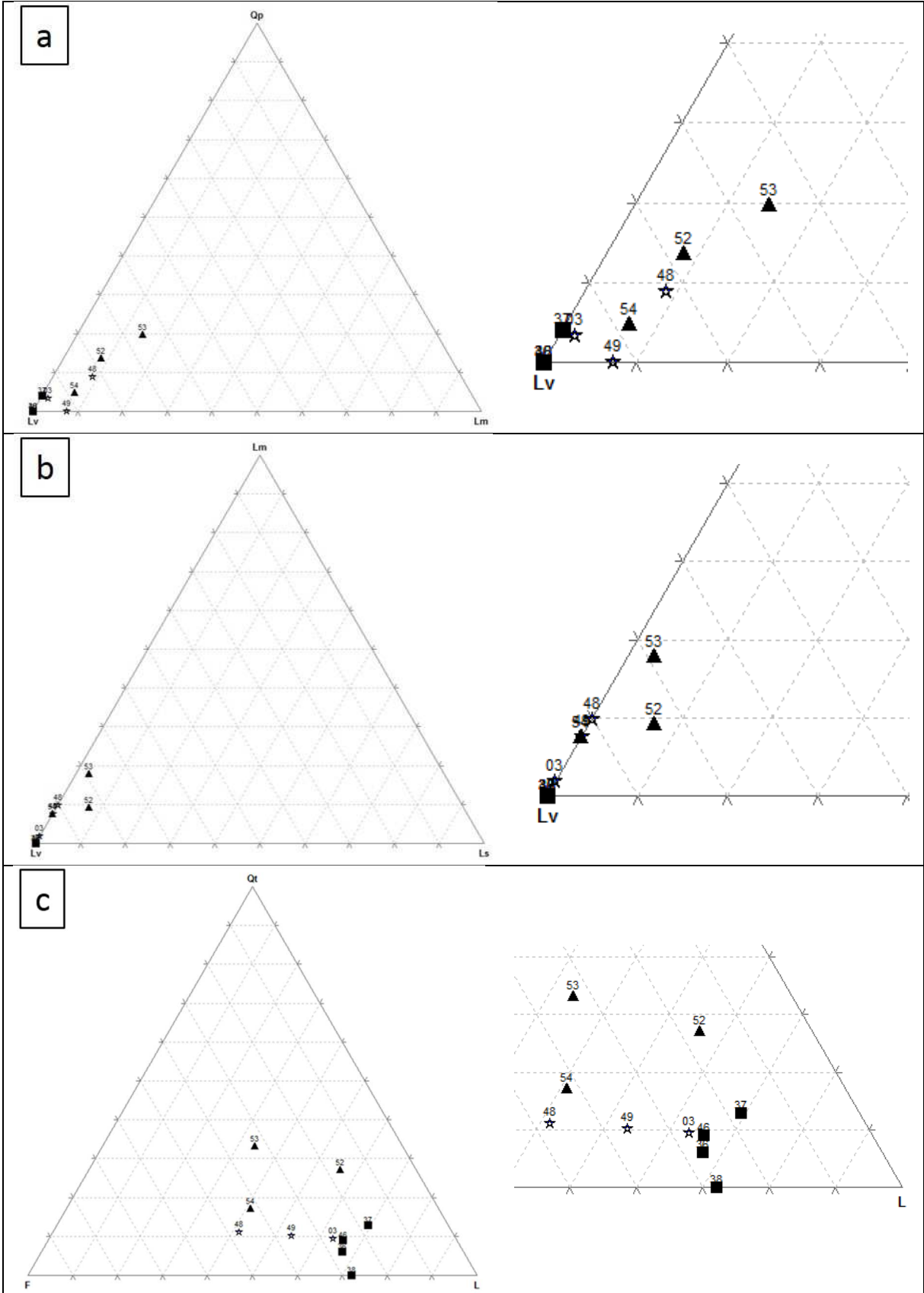
Já os triângulos representam as amostras CP-52, CP-53 e CP-54, que ocorrem na Formação El Relincho, logo acima da discordância erosiva. No diagrama QmLtF, elas se diferenciam das demais amostras pela maior proporção de Qm. Esse incremento não se deve apenas à contribuição vulcânica, mas também à ocorrência de grãos de maior maturidade textural (subarredondados, com cimento prévio) reciclados de unidades sedimentares prévias. Além disso, parte dos fragmentos líticos são de rochas metamórficas, de rochas sedimentares e de quartzo policristalino, que caracterizam uma proveniência distinta do restante da seção.

A natureza distinta dos fragmentos líticos da Formação El Relincho fica evidente nos diagramas QpLvLm e LmLvLs, que destacam as amostras CP-52, CP-53 e CP-54. (Figura 95a,b). Especialmente as amostras CP-52 e CP-53, localizadas respectivamente sobre a discordância erosiva e a 20m acima da discordância, se diferenciam das demais pela maior proporção de Qp, Lm e Ls. Os fragmentos líticos metamórficos são compostos por líticos meta-básicos, meta-sedimentares e por quartzo policristalino. E os líticos sedimentares são siltitos e arenitos.

No diagrama QpLvLm, percebe-se também que as amostras CP-48, CP-49 e CP-03, localizadas no topo da Formação Cerro Puntudo, apresentam sutil contribuição de Qp e Lm. Essas amostras pertencem a associação de fácies fluvial efêmero e palustre, depositadas em contexto de baixo gradiente de relevo, por isso, podem ser influenciadas também por drenagens longitudinais com proveniência um pouco diferente (Figura 97-7,8). Entretanto, a proveniência dominante dessas amostras é a partir de fonte vulcânica e as paleocorrentes desse intervalo indicam manutenção da área de aporte. Ainda nesse diagrama, a quantidade mínima de Qp das amostras CP-36 e CP-37 é devido aos fragmentos de arenito do embasamento Ordoviciano retrabalhados, mesmo efeito observado no Qm dessas amostras.

Outro diagrama importante na análise de proveniência é o QtFL, que evidencia maior contribuição de quartzo para o topo da seção, algo também perceptível no diagrama QmFLt (Figura 95c). A maior proporção de quartzo ocorre principalmente nas amostras da Formação El Relincho, e neste caso, deve-se em grande parte aos minerais de quartzo de rochas sedimentares e metamórficas.

Com base na análise conjunta da composição modal dos arenitos e dos diagramas conclui-se que as amostras de arenito da Formação Cerro Puntudo, assinaladas na Figura 94 como quadrados e estrelas (36, 37, 38b, 46, 03, 48 e 49), são caracterizadas por predominância de fragmentos líticos vulcânicos, moderada quantidade de feldspatos e escassa proporção de quartzo monocristalino vulcânico. Essa composição modal indica uma área fonte vulcânica, que no contexto da Bacia Cuyo, é associada ao Grupo Choiyoi. Isso também foi constatado pela análise de frequência no conglomerado basal da Formação Cerro Puntudo (P-199) e pode ser extrapolado para todo intervalo da formação Cerro Puntudo, com base nos resultados dos arenitos.



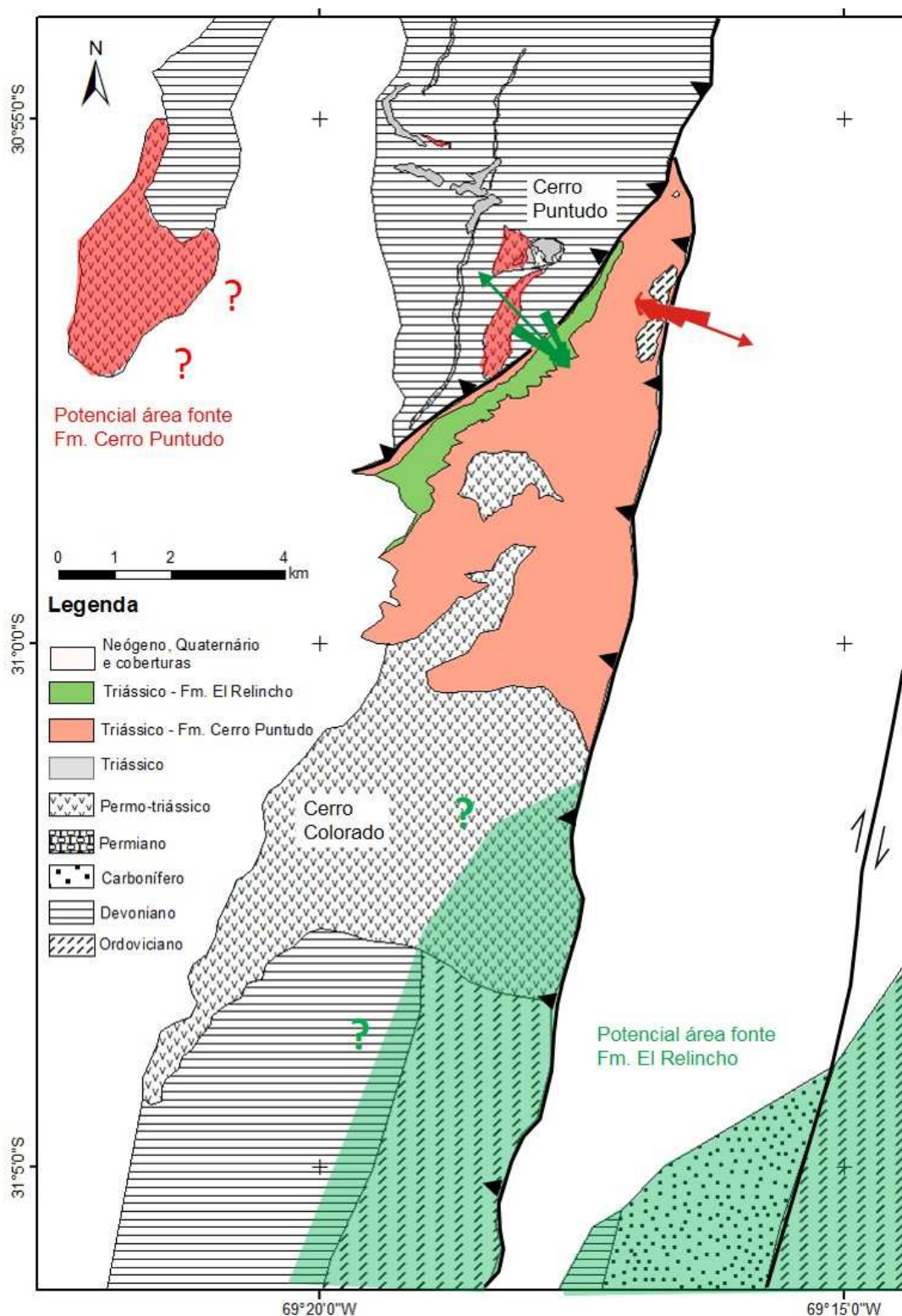
**Figura 95:** Diagramas composicionais com a distribuição das amostras analisadas a esquerda, e um detalhe a direita: a) QpLvLm; b) QpLvLs; c) QtFL.

Já as amostras da Formação El Relincho, assinaladas na figura 94 como triângulos (CP-52, CP-53 e CP-54), e que ocorrem acima da discordância erosiva, se diferenciam composicionalmente pela maior proporção de quartzo monocristalino (Qm) (em parte reciclado) e por fragmentos líticos metamórficos e sedimentares. Nessas amostras também ocorrem líticos vulcânicos, quartzo vulcânico e feldspatos, assim como nas amostras da Formação Cerro Puntudo. A composição diferenciada dos arenitos da Formação El Relincho corrobora a constatação da fração conglomerática (P209 a,b,c) de uma área fonte distinta para essa parte da seção. A área fonte é composta por rochas metamórficas e sedimentares, que no contexto regional da área de estudo, estão associados a província geológica da Precordillera Occidental, composta por rochas ordovicianas a carboníferas, dos tipos metamórficos de baixo grau e sedimentares. Ressalta-se que a área fonte vulcânica do Grupo Choiyoi também contribui de forma importante para a proveniência desses arenitos.

A partir das informações de proveniência, paleocorrentes e considerando o mapa geológico atual da região de estudo, é possível apontar potenciais áreas de aporte para os sedimentos dos dois intervalos estratigráficos analisados (Figura 96). Ressalta-se que a posição atual dos afloramentos é apenas uma referência aproximada da área fonte, pois esses afloramentos ocorrem limitados por contatos tectônicos, relacionados à compressão andina, cujo encurtamento não foi estimado.

Os conglomerados e arenitos da Formação Cerro Puntudo têm proveniência a partir de área fonte vulcânica do Grupo Choiyoi (Permo-Triássico), cujos afloramentos se distribuem a oeste da área de estudo. Ressalta-se em especial as ocorrências de rochas vulcânicas no topo do Cerro Puntudo, que localizam-se adjacentes aos depósitos triássicos. As paleocorrentes para leste reforçam a potencialidade dessa região como área fonte.

Já os conglomerados e arenitos da Formação El Relincho tem proveniência diferencial de área fonte metamórfica e sedimentar, a partir de unidades paleozóicas da Precordillera Occidental, cujos afloramentos se distribuem a sul e a leste da área de estudo. Especialmente os afloramentos a sudeste, que tem posição coincidente com a direção das paleocorrentes, evidenciam uma potencial área-fonte para esses conglomerados. Ademais, a região imediatamente à sul, apesar de não coincidir exatamente com o sentido NW das paleocorrentes, pode ser também uma região de aporte, especialmente por conter afloramentos vulcânicos do Grupo Choiyoi, tipo



**Figura 96:** Mapa geológico simplificado da Precordillera Occidental na região do depocentro de Cerro Puntudo com destaque colorido das potenciais áreas-fonte para as formações Cerro Puntudo (vermelho) e El Relincho (verde) e com a direção das paleocorrentes em conglomerados (mapa geológico modificado de LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004, SESSAREGO, 1988).

litológico que também contribui na composição desses conglomerados. Ressalta-se que esses afloramentos vulcânicos são os mais orientais no contexto da Precordillera Occidental (Figura 85).

Como ressaltado na figura 82, a mudança de proveniência observada na fração areia e conglomerática é associada também a uma mudança na direção de paleocorrentes, que são consistentes com a posição geográfica das áreas-fonte sugeridas pela proveniência. Além disso, essa constatação ocorre na associação de fácies fluvial entrelaçado conglomerático, com grande potencial de transporte de sedimentos. Essas características indicam uma mudança importante no padrão de drenagens e de sedimentação, que pode estar relacionada a alguma reativação tectônica na bacia. Isso porque variações na espessura e tipo de sedimentos, na direção de paleocorrentes e na proveniência são evidências de atividade tectônica (POSAMENTIER e WALKER, 2006). No depocentro de Cerro Puntudo, as paleocorrentes para NW evidenciam que a reativação tectônica não é relacionada a falha de borda primordial do hemigraben, mas a uma reativação a leste-sudeste do hemigraben.

Uma hipótese para a reativação tectônica seria a partir de interação/conexão com outra sub-bacia rifte na direção sudeste, que no contexto geológico da parte norte da Bacia Cuyo, seria com depocentro de Rincón Blanco (mapa). É interessante notar que essa sub-bacia tem como embasamento rochas paleozóicas da Precordillera Occidental e que a análise de proveniência indica composição de litoclastos paleozóicos (JENCHEN e ROSENFELD, 2002), como xisto, ardósia, gnaiss, além de quartzo leitoso, arenito quartzoso, vulcânicas básicas (basalto, andesito, diorito) e carbonatos (BARREDO, 2004). Do ponto de vista da proveniência, alguns desses litotipos são semelhantes aos litoclastos metamórficos e sedimentares da Formação El Relincho no depocentro de Cerro Puntudo, o que fortalece a hipótese de interação/conexão desses depocentros.

## 7. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR

O preenchimento sedimentar do depocentro de Cerro Puntudo pode ser resumido em três fases evolutivas: Atividade tectônica, Quiescência tectônica e Reativação tectono-climática, conforme resume a tabela 10 e ilustra a figura 97. As etapas evolutivas de Atividade tectônica e Quiescência tectônica pertencem à Tectono-Sequência da Formação Cerro Puntudo, e a etapa evolutiva de Reativação tectono-climática à Tectono-Sequência da Formação El Relincho.

**Tabela 10:** *Resumo das tectono-sequências e etapas evolutivas do depocentro de Cerro Puntudo com suas principais características.*

Tectono-Sequência	Etapas evolutivas	Associação de fácies	Clima	Proveniência (litoclastos)	Paleo-corrente	Falha ativa
TS da Fm. El Relincho	Reativação tectono-climática	Fluvial entrelaçado conglomerático	Úmido	Vulcânicos, metamórficos e sedimentares	Para noroeste (Vm= 316°)	sudeste (depocentro a sul)
TS da Fm. Cerro Puntudo	Quiescência tectônica	Palustre Fluvial efêmero Fluvial entrelaçado	Semi-árido	Vulcânicos	Para leste (Vm=89°)	Oeste
	Atividade tectônica	Leque aluvial	Semi-árido	Vulcânicos	Para leste (Vm=111°)	Oeste

### TECTONO-SEQUÊNCIA DA FORMAÇÃO CERRO PUNTUDO

#### Atividade Tectônica

O estágio de atividade tectônica é representado pela associação de fácies de leques aluviais (dominados por fluxos gravitacionais de massa) da unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo. Em contexto extensional, os depósitos de leques aluviais são mais importantes perto da borda falhada, onde o gradiente de relevo é alto.

As fácies basais, caracterizadas por conglomerados de matacões, tem gênese relacionada a fluxo de detritos a partir de alto gradiente de relevo, e o empilhamento granocrescente e, em seguida, com constância granulométrica, indica progressivo aumento do gradiente topográfico devido à atividade das falhas de borda (Figura 97-1). Essas fácies possuem paleocorrentes para leste, evidenciando que a



falha de borda nesse depocentro localiza-se a oeste. A análise de proveniência mostra que a área fonte, ou seja, o bloco alto da falha, era dominada por rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi, o que confere aos depósitos de leque aluvial um caráter monomítico.

Em bacias extensionais, tipicamente o suprimento de sedimentos ocorre logo após um pulso de subsidência tectônica, quando o novo gradiente de relevo gerado entre a área fonte e o depocentro permite o transporte mais eficiente de sedimentos para o depocentro. Isso resulta em arranjo agradacional-progradacional, a depender do espaço de acomodação e das variações de nível de base (Martins Neto e Catuneanu, 2009). No caso de Cerro Puntudo, interpreta-se o arranjo granocrescente como uma progradação, quando inicialmente é gerado relevo mas pouco espaço de acomodação, e o arranjo de constância granulométrica, como uma agradação, em que a frente de conglomerados se mantém próxima a zona das falhas devido a um equilíbrio entre relevo e acomodação gerados pela atividade das falhas.

Ressalta-se que na parte norte da área, onde o embasamento é Ordoviciano, os depósitos de leque próximos ao contato contêm seixos, blocos e matacões de arenito do embasamento Ordoviciano, o que indica que essa parte do depocentro é uma região de deposição e não uma região de *by-pass*. Essa característica sugere uma relação de *onlap* da frente de conglomerados sobre o embasamento da margem flexural (*hanging wall*).

Gradualmente em direção ao topo da associação, as fácies de leques aluviais passam a ser influenciadas também por correntes aquosas, além de fluxos de detritos mais desconfinados, o que resulta em depósitos estratificados e mais arenosos (Figura 97-2). Essas características juntamente com o empilhamento granodecrescente indicam diminuição do gradiente de relevo devido à inatividade e/ou diminuição da atividade das falhas de borda. Tal relação também poderia ser produto de um aumento de precipitação na área fonte, porém as fácies não evidenciam redes de drenagem mais desenvolvidas. Ressalta-se que as fácies mantem um caráter monomítico e as paleocorrentes continuam para leste.

A interpretação de variação no rejeito das falhas de borda para a unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo, evidenciada pelas fácies e empilhamento, é compatível com a evolução dos segmentos de falhas normais no estágio de iniciação da extensão. O deslocamento das falhas é episódico, caracterizado por fases pseudo-

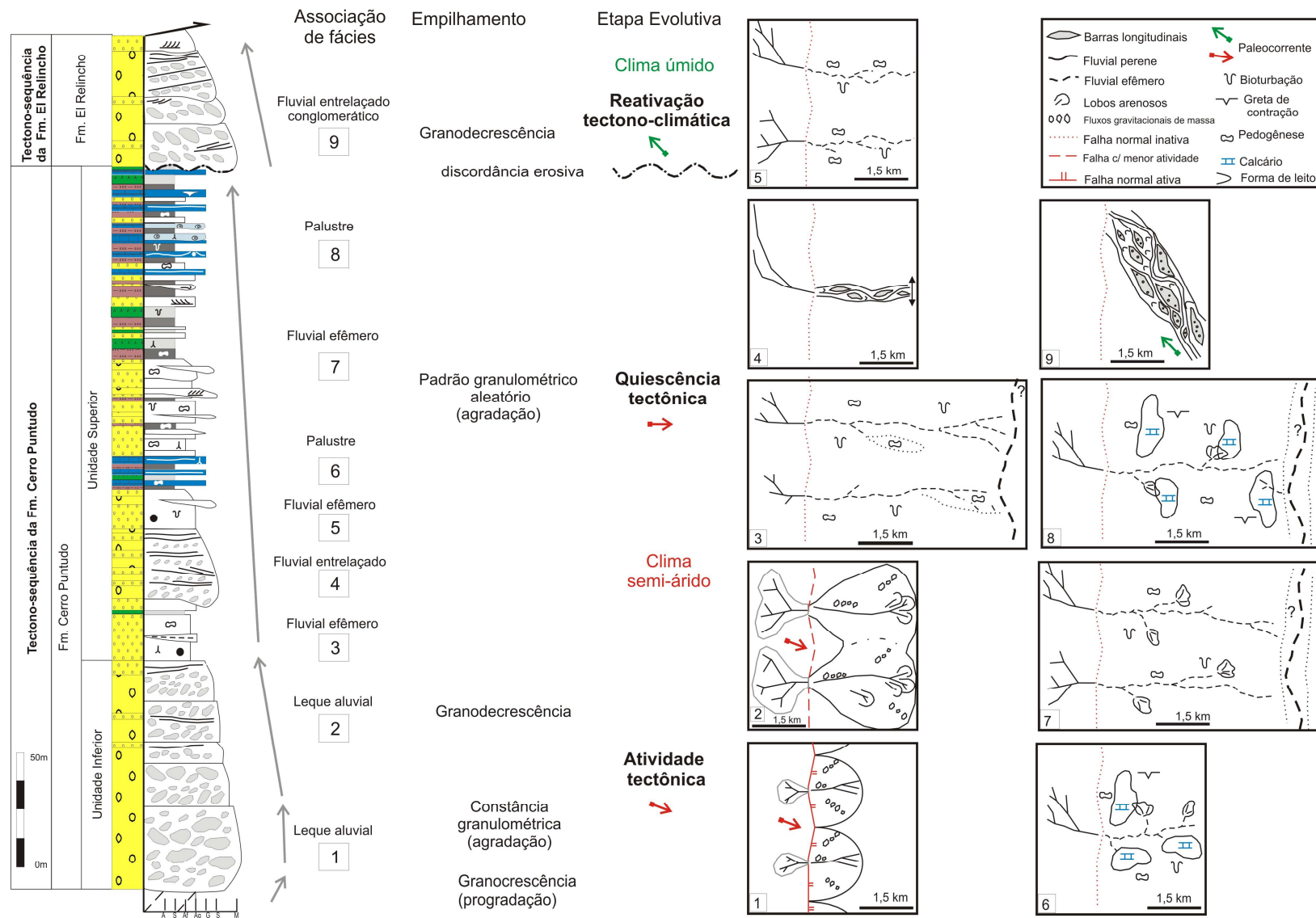


Figura 97: Síntese do empilhamento, mapas paleogeográficos e paleocorrentes que subsidiaram as etapas evolutivas interpretadas.

cíclicas, com intervalos de terremoto e rápido deslocamento, e intervalos mais quiescentes (GAWTHORPE e LEEDER, 2000).

### **Quiescência Tectônica**

O estágio de quiescência tectônica é representado pela unidade Superior da Formação Cerro Puntudo, que inclui as associações de fácies fluvial efêmero, fluvial entrelaçado, e as duas intercalações palustres. Elas apresentam um empilhamento com tendência agradacional até o topo, onde a associação palustre superior (intervalo carbonático B) é truncada por discordância erosiva. Este truncamento corresponde a uma superfície erosiva a nível regional, indicando uma mudança abrupta no gradiente topográfico da área. A seguir esse arranjo é analisada por intervalo com base na interpretação paleogeográfica das associações de fácies (Figura 97-3 a 8).

A transição entre o estágio de atividade tectônica e quiescência é bem marcada pela associação fluvial efêmero basal (Figura 97-3) que representa uma descontinuidade no tipo de sedimentação de até então. Próximo ao contato, ela é caracterizada por fácies siliciclásticas finas (arenitos e siltitos) com perfil de calcrete bem desenvolvido, que representam uma seção condensada, pois indicam menor taxa de sedimentação em relação à deposição subjacente de leques aluviais influenciados por falhas ativas.

Na seção médio-superior da associação de fácies fluvial efêmero (Figuras 97- 5 e 7) foi caracterizado um sistema deposicional com cursos fluviais efêmeros cascalhosos e arenosos, de caráter erosivo, possíveis *wadis*, que fluíam de oeste para leste, segundo as medidas de paleocorrentes. Entretanto, na base da associação fluvial efêmero (Figura 97-3) não foram medidas paleocorrentes, pois as fácies são mais finas, contendo apenas *ripples* multidirecionais que não fornecem boas indicações de paleofluxo. Essas características evidenciam condições de pouca topografia, e nesse contexto, as paleocorrentes poderiam ter um padrão de maior dispersão se na porção mais central do hemigraben houvesse um rio coletor longitudinal.

A associação fluvial entrelaçado (Figura 97-4) ocorre intercalada a associação fluvial efêmero, por meio de um contato erosivo. Essa associação de fácies representa um cinturão de canais entrelaçados cujas paleocorrentes indicam fluxo para leste, e a análise de proveniência mostra uma contribuição de fragmentos

líticos vulcânicos e seus minerais constituintes. Essas características evidenciam área fonte similar à dos leques aluviais basais.

A característica perene da associação fluvial entrelaçado contrasta com a da associação de fácies na qual está intercalada, que é fluvial efêmero. À primeira vista uma hipótese para essa diferença seria considerar a associação fluvial entrelaçado como uma drenagem coletora longitudinal, conforme hipotetizado para a base da associação de fácies fluvial efêmero, descrita anteriormente. Porém, diferentemente daquele caso, nessa associação de fácies fluvial entrelaçado existe um razoável número de medidas de paleocorrentes em seixos imbricados que indicam direção de fluxo para leste, ou seja, transversal ao depocentro. Caso esses dados representem uma barra transversal ou diagonal ao invés de uma barra longitudinal, a hipótese do coletor longitudinal N-S seria possível.

Outra hipótese para instalação de um rio perene poderia ser devido a uma variação climática, com o fluvial entrelaçado desenvolvido em condições de maior precipitação. Entretanto, isso não parece coerente com a análise do empilhamento de associação de fácies, que mostra a mesma associação de fácies, fluvial efêmero, abaixo e acima da associação fluvial entrelaçado, o que indica condições semi-áridas para o depocentro antes e após a deposição da associação fluvial entrelaçado. Além disso, a ocorrência de película de óxido de ferro entre os grãos de arenitos da associação fluvial entrelaçado confirma a continuação de condições oxidantes em clima semi-árido.

Em contexto extensional uma outra influência comum na sedimentação seria a tectônica, em que uma reativação da borda falhada poderia aumentar a incisão fluvial no bloco alto, mudando o aporte de sedimentos e sistema de drenagem. Porém, quando se compara as fácies de maior energia das duas associações de fácies, fluvial entrelaçado e fluvial efêmero, observa-se que elas não diferem muito em relação a capacidade de transporte, já que a granulometria dos conglomerados em ambas é predominantemente de seixos com subordinados blocos e raros matacões. Então, possivelmente, condições tectônicas similares devem ter atuado para a deposição dessas duas associações de fácies. De todo modo, se fosse o caso de uma reativação tectônica, esta seria de intensidade muito menor do que a atividade tectônica atuante na unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo, pois as fácies fluviais entrelaçadas não evidenciam fluxos gravitacionais de massa, típicos de alto gradiente de relevo.

Além do clima e da tectônica, um terceiro fator de impacto importante na sedimentação de bacias extensionais continentais é a dinâmica das drenagens, e esse parece ser o fator mais provável para mudança na associação de fácies observada. Uma possibilidade é que nesse momento haja uma ampliação da bacia hidrográfica, pela evolução da dissecação do relevo, causando captura de uma drenagem regional importante. Assim, ela aumentaria a capacidade de transporte de água+sedimento das drenagens locais da borda da falha. Outra possibilidade, que não exclui a primeira, é que a borda falhada não seja totalmente contínua, e seja formada por segmentos de falha que perdem rejeito lateralmente nas regiões de intersecção (rampas laterais), por onde um sistema de drenagens importante possa entrar no hemigraben. Essa situação seria favorecida pela progressiva dissecação do relevo e ampliação da rede de drenagens. Ambos processos, relacionados ou independentes, podem ter ocorrido para a deposição da associação fluvial entrelaçado, a depender da geometria da borda falhada.

O intervalo seguinte, equivalente a associação fluvial efêmero (Figura 97-5), é caracterizado por fácies típicas de preenchimento de canais, e cerca de 2m do contato com a associação fluvial entrelaçado, inicia a associação palustre basal (intervalo carbonático A, Figura 97-6) de forma interdigitada, conforme ilustra a seção de correlação Figura 79. Observa-se que as fácies carbonáticas da associação palustre tem uma boa correlação das principais camadas de calcário laminado por cerca de 800m na direção sul (entre Ponto 2 e 28), e que rapidamente, em menos de 600m na mesma direção (Ponto 29), essas camadas se afinam quase que completamente (terminação de *pinch-out*). É interessante notar também uma boa correlação entre fácies de preenchimento de canal areno-conglomeráticas da associação fluvial efêmero com delgadas camadas arenosas da associação palustre na direção norte.

Essa geometria interdigitada indica que o sistema palustre e fluvial efêmero tem um contexto deposicional muito similar: o sistema palustre corresponde a planícies úmidas adjacentes aos canais fluviais efêmeros, que se desenvolvem preferencialmente em momentos distintos, mas de forma relacionada. Nas épocas de cheia, os canais fluviais e planícies de inundação são formados e o nível freático nas áreas adjacentes aflora formando corpos de água temporários rasos (*ponds*). Quando cessa a entrada de água e de sedimentos siliciclásticos, os sedimentos carbonáticos

(laminitos e oncóides) são depositados em planícies e crescem nos *ponds*. Com o rebaixamento do freático, processos pedogenéticos e bioturbação passam a atuar nas fácies carbonáticas primárias e nas fácies siliciclásticas fluviais. A frequente variação do freático, em resposta à variação de aporte de água na bacia, progressivamente transforma as fácies carbonáticas primárias em depósitos palustres, o que sugere importante condensação estratigráfica nesse intervalo.

Nesse intervalo fluvial efêmero considera-se que o aporte de água e sedimentos era de oeste para leste, com base em paleocorrentes de depósitos de canais conglomeráticos e arenosos, que apesar de poucas medidas, representam as estruturas mais possantes. A análise de proveniência em arenito carbonático da associação palustre basal confirma proveniência a partir de fonte vulcânica do Grupo Choiyoi, similar a das associações subjacentes.

Estratigraficamente acima dos depósitos palustres basais (intervalo carbonático A), a associação fluvial efêmero (Figura 97-7) apresenta fácies arenosas de preenchimento de canal por todo intervalo, fácies conglomeráticas mais concentradas na parte basal do intervalo, e fácies finas de inter-canal predominantes no topo do intervalo (Figura 36). As paleocorrentes indicam direção de fluxo fluvial para leste e, aliada à proveniência em arenitos do topo desse intervalo, caracterizada predominantemente por líticos vulcânicos e seus constituintes minerais, confirmam manutenção da área de aporte a oeste.

Entretanto, ressalta-se que o restrito número de medidas de paleocorrentes, concentradas mais na base do intervalo (Figura 82), pode não representar a totalidade de um sistema fluvial que, em direção ao topo, apresenta importante espessura de fácies finas, epiclásticas e vulcanoclásticas, com poucos indicadores de paleocorrentes. Parte dessas fácies poderia ser relacionada também a planícies de inundação de possível rio coletor longitudinal, que não foi caracterizado na seção levantada.

A associação palustre do topo (intervalo carbonático B; Figura 97-8) se distingue da associação subjacente pela cor violácea de siltitos mosqueados, e juntamente a tufos esverdeados, caracterizam os 10m basais do intervalo palustre. Progressivamente para o topo, essas fácies são intercaladas a fácies carbonáticas, sempre com algum influxo siliciclástico trativo ou canalizado. Esse intervalo palustre se difere do inferior pela maior espessura, pela maior extensão areal e pela ocorrência

de fácies de calcários oncolíticos. Mas, se assemelha às condições geomorfológicas e hidrológicas da associação palustre inferior, e também representa um contexto de baixíssimo gradiente de relevo, que permite a sobreposição de feições eodiagenéticas vadosas, pedogenéticas e bioturbações.

Na base da associação palustre foram medidas paleocorrentes em canais de crevasse que indicam paleofluxo para leste. Porém, esses canais podem não ter a mesma direção de fluxo dos canais maiores que formam as planícies siliciclásticas úmidas. Nesse contexto de baixo gradiente, o sistema fluvial principal, relacionado aos episódios de aporte siliciclástico, pode ser do tipo longitudinal com direção axial. Porém, ressalta-se que não foram medidas paleocorrentes que caracterizem essa geometria.

As associações de fácies palustres têm significado importante para o contexto deposicional. Elas indicam submissão a condições vadosas por prolongado tempo, o que implica em baixa taxa de sedimentação e, portanto, esses intervalos podem ser entendidos como seções condensadas. Segundo Alonzo-Zarza e Wright (2010), carbonatos palustres são comumente associados às fases finais de preenchimento de bacias, refletindo limitado desenvolvimento de relevo tectônico, limitada criação de espaço de acomodação, limitado suprimento de sedimentos terrígenos e paisagens de baixo relevo, onde a posição do nível freático é um controle crítico para a acumulação de carbonatos. Todavia, eles podem ser também produto de quiescência tectônica, sem representar necessariamente fase final de preenchimento de bacia, como parece ser o caso das ocorrências de Cerro Puntudo.

Ademais, o empilhamento agradacional da associação palustre, fluvial efêmero e fluvial entrelaçado indica progressiva colmatação do espaço de acomodação prévio. Essa configuração implica ainda em ausência de atividade expressiva das falhas, ou seja, quiescência tectônica. Na escala do hemi-graben, a colmatação corresponderia a sucessivos *onlaps* em direção a borda falhada. E em bacias endorréicas (bacias sem influência de drenagem externa) a relação de *onlap* pode ser bastante extensa (NICHOLS, 2011), podendo alcançar até mesmo os limites iniciais do hemi-graben.

Ressalta-se ainda que as fácies fluviais com calcrete e palustres da unidade Superior da Formação Cerro Puntudo indicam condições de clima semi-árido durante esse intervalo estratigráfico. Essa é uma informação bastante relevante, pois

contrasta das condições climáticas úmidas predominantes em grande parte do registro da Bacia Cuyo, inferidas por microflora e por fácies lacustres no depocentro de Tupungato (STIPANICIC e VOLKHEIMER, 2002). Apesar disso, um clima semi-árido também é interpretado para as formações basais, Ciénega Redondreata e Cerro Amarillo, do depocentro de Rincón Blanco (BARREDO e RAMOS, 2010) e para a Formação Las Cabras no depocentro de Tupungato (KOKOGIÁN E MANCILLA, 1989).

Outra característica particular desse intervalo estratigráfico é a intercalação de tufos na associação de fácies palustre e nas planícies fluviais da associação fluvial efêmero. Os tufos denotam uma atividade magmática do Grupo Choiyoi sincrônica à deposição dos sedimentos triássicos, algo conhecido no restante da Bacia Cuyo, já que essa província magmática também tem gênese extensional (ULIANA e BRIDDLE, 1988; RAMOS e KAY, 1991; ASTINI et al., 2009). Certamente o magmatismo esteve ativo também durante a sedimentação das associações basais da Formação Cerro Puntudo, no entanto, o potencial de preservação de tufos nesse intervalo é muito baixo, pois predominava a deposição de sedimentos em contexto de alta energia, como leques aluviais. Já o intervalo com associação de fácies fluvial efêmero e palustre tem maior potencial de preservação dos tufos, no contexto de planícies fluviais inundadas e *ponds*.

Com base na análise evolutiva completa da Tectono-Sequência da Formação Cerro Puntudo, que inclui o estágio de atividade tectônica e de quiescência tectônica, conclui-se que todo esse intervalo estratigráfico representa uma condição de bacia isolada devido à constância da área de aporte, evidenciada por proveniência e paleocorrentes similares por todo intervalo. A análise de proveniência mostra composição de líticos vulcânicos e seus constituintes minerais, que indicam área fonte a partir do Grupo Choiyoi. Ademais, as paleocorrentes tem comportamento unidirecional para leste, evidenciando aportes a partir de borda falhada a oeste, conforme ilustra a figura 98.



## TECTONO-SEQUÊNCIA DA FORMAÇÃO EL RELINCHO

### Reativação Tectono-climática

O estágio de reativação tectono-climática é evidenciado pela mudança de associação de fácies da Formação El Relincho, fluvial entrelaçado conglomerático, e pela expressiva discordância erosiva que a separa da Formação Cerro Puntudo subjacente. Essa discordância coloca em contato depósitos fluviais cascalhosos, com alta capacidade erosiva e de modificação do relevo (Formação El Relincho) sobre depósitos palustres deposicionalmente horizontais, de baixo gradiente topográfico (Formação Cerro Puntudo). Esse tipo de relação geométrica sugere que, na escala de todo hemigraben, essa discordância possa ser também angular.

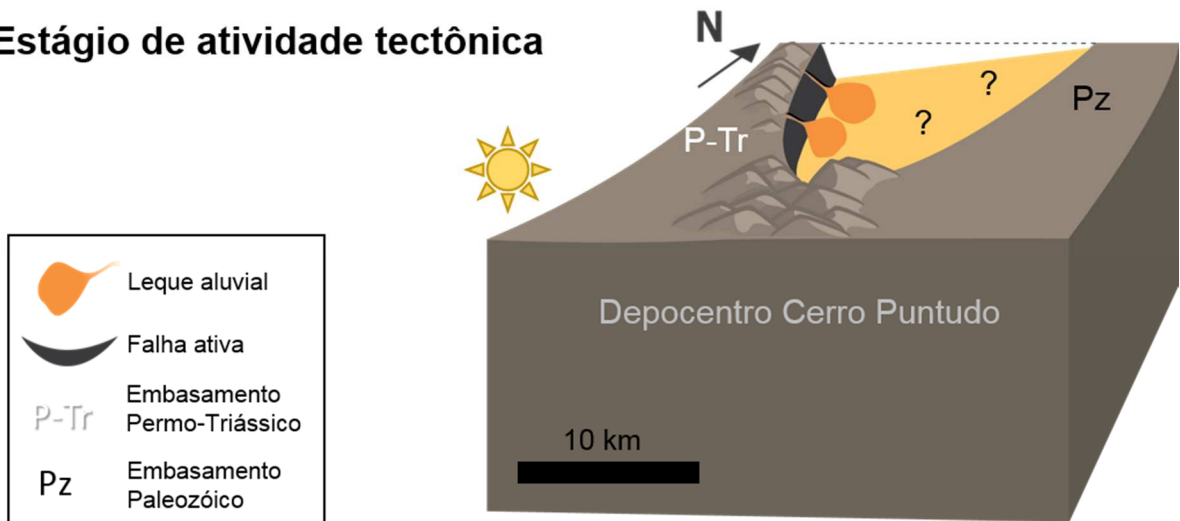
As fácies da associação fluvial entrelaçado conglomerático caracteriza um rio entrelaçado possante, capaz de construir barras conglomeráticas de até 3m de espessura, e com grande capacidade de retrabalhamento, dados blocos e matações arredondados. Um rio perene como esse indica condições ambientais úmidas, bastante contrastante às características efêmeras de clima semi-árido da associação subjacente palustre, composta por sedimentos carbonáticos. Ademais, a cor esverdeada da matriz arenosa dos conglomerados e arenitos indica que minerais de ferro associados não foram oxidados no ambiente deposicional, o que permite inferir que a condição mais úmida ocorria no depocentro de Cerro Puntudo.

Além das características faciológicas inéditas para a seção, a associação fluvial entrelaçado conglomerático também apresenta proveniência e paleocorrentes distintas. A proveniência é composta por importante proporção de fragmentos líticos metamórficos e sedimentares esverdeados, além de líticos vulcânicos. Os líticos esverdeados são semelhantes às rochas paleozóicas que afloram a sul e a leste do depocentro de Cerro Puntudo no contexto da Precordillera Occidental, e que apenas localmente, ocorrem como embasamento desse depocentro. Enquanto que, no restante da seção (Formação Cerro Puntudo), o predomínio é de rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi, que afloram extensamente na porção oeste do depocentro e ocorrem como embasamento do depocentro na parte sul da área. Ademais, a paleocorrente na associação fluvial entrelaçado conglomerático é para noroeste, o que indica um paleofluxo a partir do sudeste da área, diferentemente do restante da seção, cujas paleocorrentes são para leste. Todas essas características particulares

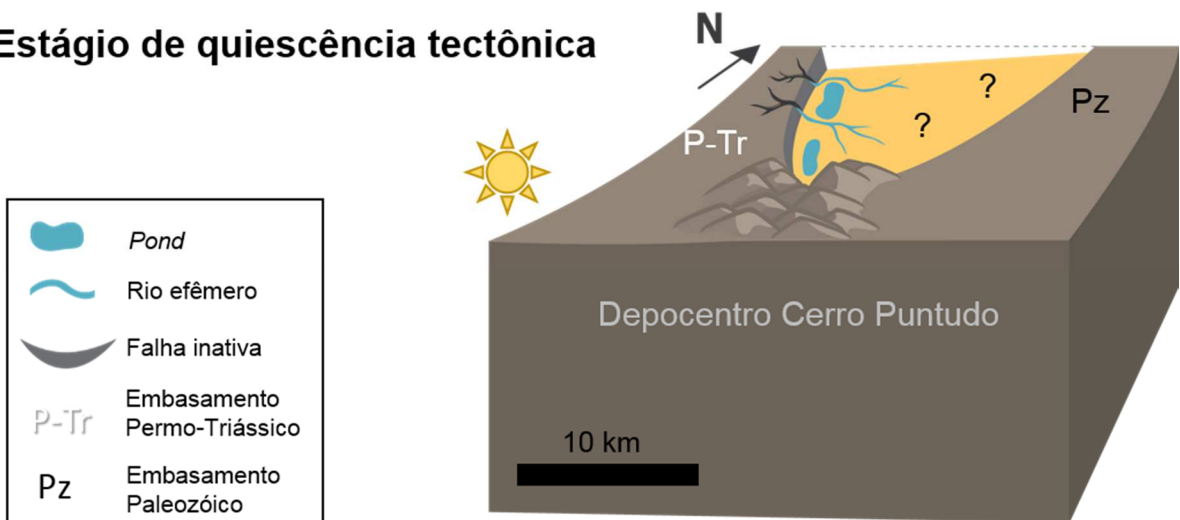
evidenciam uma tectono-sequência distinta a partir da discordância erosiva, denominada Tectono-Sequência da Formação El Relincho.

A discordância erosiva tem importante implicação para a análise da bacia, indicando uma inversão generalizada de declives e aportes e, portanto, uma mudança geométrica dos sistemas deposicionais. Todas as características indicam que, a partir da discordância erosiva, o depocentro de Cerro Puntudo passa a condições de bacia integrada/conectada com áreas adjacentes. Antes disso, o depocentro mantinha um caráter de sub-bacia isolada, com drenagens locais a partir da borda falhada a oeste, e com proveniência de área fonte única composta por rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi.

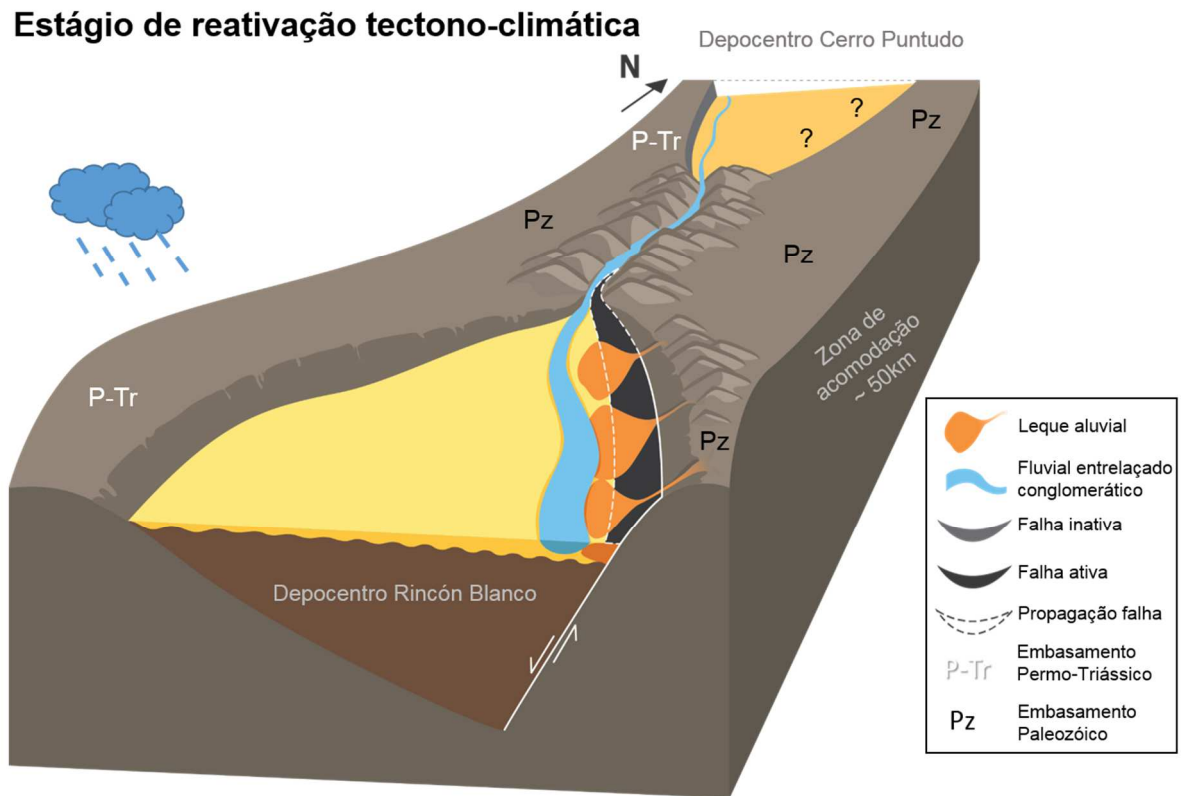
### Estágio de atividade tectônica



### Estágio de quiescência tectônica



**Figura 98:** Modelos evolutivos da Tectono-Sequência da Fm. Cerro Puntudo para os estágios de Atividade tectônica e Quiescência tectônica.



**Figura 99:** Modelo evolutivo da Tectono-Sequência da Fm. El Relincho para o estágio de reativação tectono-climática.

A direção de integração NW-SE poderia ser a partir da margem flexural da própria sub-bacia de Cerro Puntudo, ou a partir de uma outra sub-bacia triássica, como a de Rincón Blanco, localizada a 50km na direção sudoeste. Essa sub-bacia tem borda falhada com mergulho para oeste (LÓPEZ-GAMUNDÍ, 1994; SPALLETTI, 2001; BARREDO e RAMOS, 2010), o que caracteriza uma polaridade oposta à de Cerro Puntudo. De todo modo, uma interação desse depocentro com áreas adjacentes ou com outro depocentro necessita de uma reativação na bacia para que ocorram mudanças geomorfológicas e na distribuição das drenagens. Uma reativação em contexto de bacia extensional continental pode ser **tectônica** ou **tectônica e climática**. A evolução da extensão em bacias rifte caracteriza-se por uma deformação inicialmente distribuída em vários pequenos depocentros isolados e em estágio mais avançado, a deformação se concentra em determinados segmentos iniciais que se tornam mais subsidentes e se ligam na direção axial (GAWTHORPE e LEEDER, 2000). Esse tipo de processo em depocentros com mesma polaridade é evidenciado por modelos numéricos e observado em bacias recentes, como o Golfo de Evia na

Grécia (COWIE et al., 2006). Em modelagem de depocentros com polaridades opostas e taxas de subsidência diferentes, Smith (2013) mostra que uma integração de drenagens ocorre a partir da zona de acomodação e resulta em erosão (incisão fluvial) dos depósitos pré-integração na sub-bacia a montante (*upstream*), menos subsidente, e deposição volumetricamente maior na sub-bacia a jusante (*downstream*), mais subsidente.

Como consequência da maior subsidência das falhas durante a ligação/integração (**reativação tectônica**), ocorre o ravinamento das cabeceiras adjacentes a borda falhada, que produz grande quantidade de sedimentos grossos devido aos escorregamentos de terra (*landslides*). Blocos e matacões tenderão a depositar no sopé do bloco falhado, mas se houver uma drenagem axial próxima ao sopé, esses clastos grossos poderão ser exportados, como ocorre, por exemplo, na falha Fiamignano nos Apeninos da Itália (WHITTAKER; ATTAL; ALLEN, 2010).

Entretanto, é evidente pelas características da associação de fácies fluvial entrelaçado conglomerático, que um clima mais úmido foi fundamental para formar corpos fluviais perenes e para transportar o grande volume de sedimentos grossos para o depocentro de Cerro Puntudo. Assim, é possível que a reativação que resultou na integração do depocentro de Cerro Puntudo seja uma combinação de **reativação tectônica e mudança climática**.

Uma reativação da borda falhada do depocentro a sudeste (Rincón Blanco) geraria queda do nível de base importante e maior gradiente na zona de acomodação entre as duas sub-bacias, resultando em expressiva incisão fluvial na zona de acomodação e na frente de erosão a partir dela. Associada ao mecanismo de soerguimento (*uplift*) da borda falhada (*footwall*) de Rincón Blanco e de sua propagação para norte, seria desencadeada uma resposta transitória do relevo, com avanço de ravinamento em direção às cabeceiras de drenagem, resultando em escorregamentos de terra e sedimentos grossos como blocos e matacões. Todo esse sedimento poderia ser transportado para a bacia a jusante, se uma drenagem axial for localizada perto da borda falhada do depocentro de Rincón Blanco, algo que poderia ocorrer devido ao basculamento (*tilt*) relacionado a maior subsidência da borda falhada (GAWTHORPE e LEEDER, 2000). Nesse caso, a posição do depocentro de Cerro Puntudo a jusante favoreceria a captura da drenagem axial, e implicaria em um paleodeclive regional para norte.

Além disso, a zona de acomodação poderia também ser uma importante fonte de sedimentos já que, sendo uma barreira de relevo prévio, seria submetida a processos erosivos relacionados à conexão dos depocentros. Ressalta-se que o processo de interação e conexão poderia ocorrer com qualquer outro depocentro que se encontrasse na posição relativa a sul de Cerro Puntudo (área da zona de acomodação da Figura 99). Porém, como atualmente essa região encontra-se bastante exumada pela tectônica andina, considera-se a possível a conexão com Rincón Blanco, que é o depocentro mais próximo conhecido.

Já uma reativação por uma nova falha antitética na margem flexural do depocentro de Cerro Puntudo a leste parece ser uma possibilidade menos provável. Primeiro porque a evolução da extensão de bacias rifte tende a aproveitar segmentos de falha iniciais pelo processo de propagação e interação de segmentos de falha (GAWTHORPE e LEEDER, 2000; COWIE et al., 2006), não sendo comum, nessas modelagens, a criação de novas falhas. Segundo porque a leste do depocentro de Cerro Puntudo afloram rochas Paleozóicas, sem evidência de rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi como área fonte; até mesmo o embasamento do depocentro, na parte nordeste da área, evidencia uma composição paleozóica (afloramentos de Ordoviciano e Devoniano, mapas das figuras 85 e 96). Terceiro porque, no contexto estrutural-tectônico da Bacia Cuyo de direção NNW-SSE, a direção NW das paleocorrentes é mais compatível com uma direção axial do que transversal.

A ausência de aportes de sedimentos a partir da margem flexural nos estratos do depocentro de Cerro Puntudo provavelmente se deve ao fato de que o afloramento preserva apenas sedimentos das cercanias da borda falhada. Essa posição morfotectônica é evidenciada pelos leques aluviais basais, que foram depositados próximos à borda falhada (cerca de 1-2km). Por outro lado, além da proveniência a partir da borda falhada, essa localização pode ser favorecida por aportes axiais, conforme demonstram experimentos, modelagens e análogos do recente (CONNELL et al., 2012, SMITH, 2013, WHITTAKER; ATTAL; ALLEN, 2010).

A fim de verificar a viabilidade da hipótese de reativação tectono-climática a partir da integração dos depocentros de Cerro Puntudo e de Rincón Blanco, uma tentativa de correlação pode ser realizada com base em idades geocronológicas (Tabela 1, Seção 3.2 de MANCUSO et al., 2010 e BARREDO et al., 2012). A discordância erosiva do depocentro de Cerro Puntudo (base da Formação El

Relincho), por exemplo, pode ser correlacionada à discordância angular na base da Formação Panul, no depocentro de Rincón Blanco (Figura 100). É interessante observar que as fácies, paleocorrentes e proveniência desse intervalo em Rincón Blanco (BARREDO, 2004) são consistentes com os de Cerro Puntudo e as condições climáticas também, já que em Rincón Blanco, a partir da Formação Panul, as fácies apresentam características de clima úmido, que culmina com a deposição de lagos profundos da Formação Carrizalito (BARREDO e RAMOS, 2010). Essas características sugerem que uma reativação tectono/climática para esses dois depocentros é factível e como consequência, esses dois depocentros podem ter sido ligados/conectados. Assim, é possível que a reativação tectônica e mudança climática ocorra a partir do depocentro de Rincón Blanco (Figura 99).

Sobre essa reativação, análises sequencias e de crono-correlação dos outros depocentros da Bacia Cuyo podem auxiliar no entendimento e evolução sedimentar do rifte. A reativação tectônica, por exemplo, pode estar restrita à porção norte da bacia, mas a mudança climática deverá estar registrada em todos os depocentros da bacia. De certa forma, uma variação climática já foi observada ao longo do registro estratigráfico da Bacia Cuyo em depocentros distintos (KOKOGIÁN E MANCILLA, 1989; SPALLETI, 1999, BARREDO e RAMOS, 2010). No geral, esses autores interpretam para a etapa sin-rifte inicial sistemas deposicionais fluviais efêmeros e *playas* (ou barreais), em condições mais áridas, e para a etapa pós-rifte (ou sin-rifte II), sistemas fluviais perenes, deltas e lagos, em condições mais úmidas.

É interessante notar que essa interpretação evolutiva difere das interpretações pretéritas sobre o preenchimento do depocentro de Cerro Puntudo (SESSAREGO, 1988; LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004; BARREDO et al., 2012). O modelo prévio (LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004) considera que o depocentro de Cerro Puntudo seria uma região terminal (zona de acomodação) pertencente ao depocentro de Rincón Blanco, com borda falhada a leste, e que a deposição dos carbonatos de Cerro Puntudo, interpretados como os equivalentes marginais de depósitos lacustres profundos em Rincón Blanco (Formação Carrizalito), ocorreria em etapa de maior acomodação relacionada a maior subsidência induzida por falhas. Entretanto, as análises realizadas nesse trabalho mostram que a borda falhada no

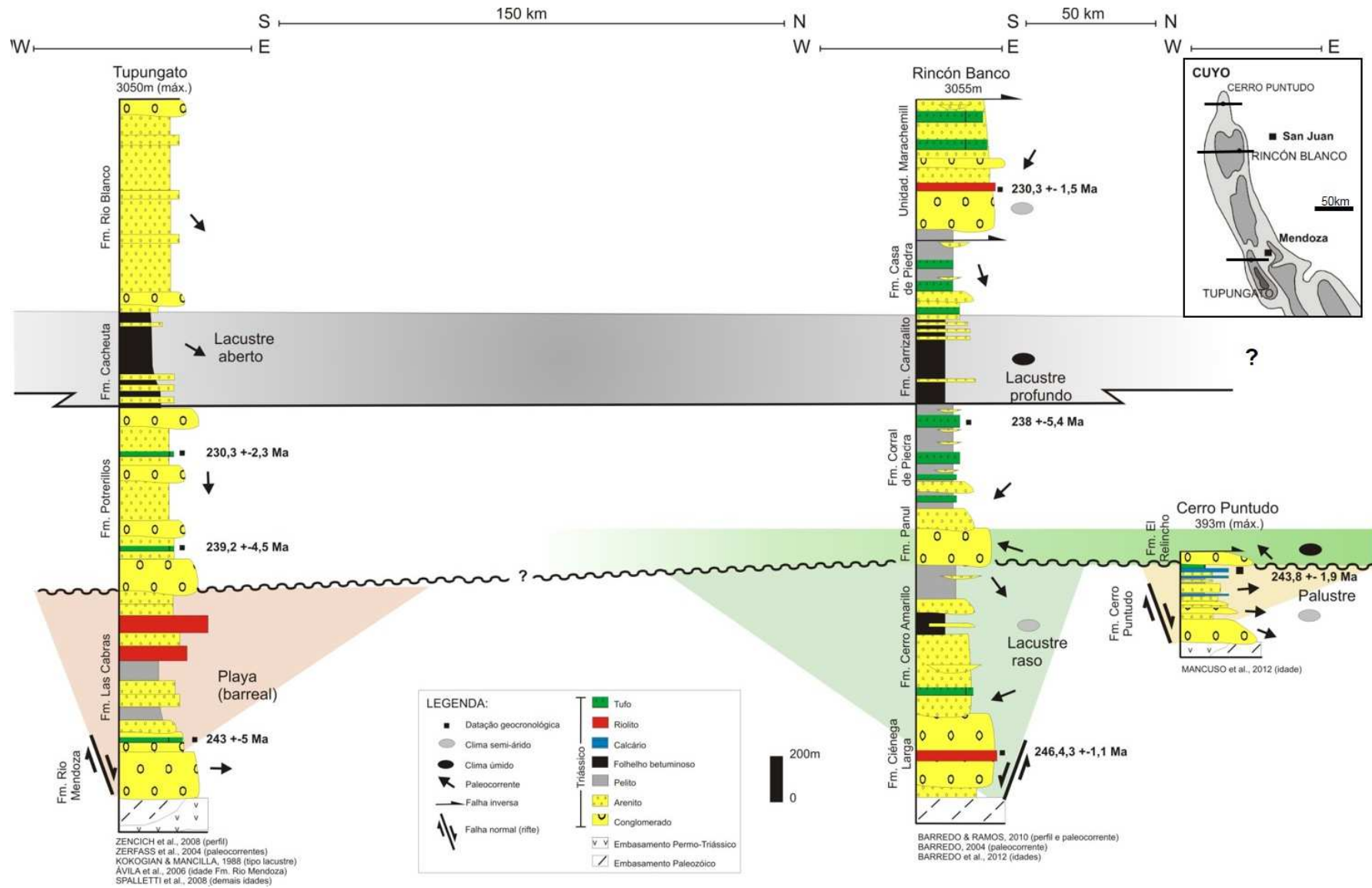


Figura 100: Seção de correlação entre os depocentros de Cerro Puntudo e Rincón Blanco.

estágio inicial rifte do depocentro de Cerro Puntudo localiza-se a oeste, e que a deposição dos carbonatos ocorre em etapa de quiescência tectônica, em condições de sub-bacia isolada, sem correlação direta nessa época com estratos do depocentro de Rincón Blanco. Ademais, a Tectono Sequência da Formação El Relincho não corresponde a um segundo estágio sin-rifte associado à atividade tectônica da borda falhada primordial, mas a uma reativação tectono-sedimentar que possivelmente envolveu outros depocentros norte da Bacia Cuyo.

Vale destacar que a Formação Carrizalito do depocentro de Rincón Blanco, caracterizada por folhelhos betuminosos, é considerada cronocorrelata à Formação Cacheuta (depocentro Tupungatu em Mendoza), especialmente por autores que interpretam essa etapa como fase *sag* da Bacia Cuyo (KOKOGIÁN E MANCILLA, 1989; BOGGETTI et al., 1999; SPALLETTI, 1999). Com relação à essa correlação regional, é evidente pelas fácies e análise de empilhamento do depocentro de Cerro Puntudo que os depósitos da unidade inferior e superior da Formação Cerro Puntudo registram uma etapa de sedimentação distinta, em contexto de clima semi-árido, de idade mais antiga. Portanto, correlações pretéritas (SESSAREGO, 1988; LÓPEZ-GAMUNDÍ e ASTINI, 2004) entre os depósitos palustres siliciclásticos/carbonáticos de Cerro Puntudo com os depósitos lacustres betuminosos dos demais depocentros não é adequada.

Uma análise sedimentológica detalhada no depocentro de Rincón Blanco pode permitir avanços nas interpretações sobre a possível integração dos depocentros norte da Bacia Cuyo. Especialmente nesse depocentro, as sequências são mais inteiramente preservadas e ocorrem frequentes intercalações de tufos e rochas vulcânicas, que poderão ser datadas para refinar idades geocronológicas e crono-correlações.



## 8. CONCLUSÃO

As principais conclusões desse estudo são resumidas e diferenciadas de acordo com métodos utilizados, implicações para o ambiente deposicional, para a evolução sedimentar e para correlações estratigráficas.

### **Métodos**

A partir do método de análise de fácies, agrupamento em associação de fácies e interpretação do ambiente deposicional foi possível elaborar mapas paleogeográficos que representam o sistema deposicional de cada etapa do preenchimento do depocentro de Cerro Puntudo. Esses produtos embasaram a análise do empilhamento da seção, e juntamente com as informações fornecidas pelas análises de paleocorrente e proveniência, permitiram propor uma evolução para a sedimentação do depocentro de Cerro Puntudo.

A análise de proveniência pelo método da fração leve se mostrou funcional, uma vez que caracterizou a composição litológica das áreas fonte. A análise conjunta da proveniência e das paleocorrentes permitiu reconstruir a paleogeografia das áreas de aporte e inferir sua relação com a evolução sedimentar da bacia.

Na proposta evolutiva apresentada, além de ser analisada a influência da atividade tectônica e do clima na sedimentação, considerou-se também o impacto das drenagens no registro sedimentar (*abordagem source to sink*).

### **Ambiente deposicional**

As fácies do depocentro de Cerro Puntudo evidenciam para a Formação Cerro Puntudo sistemas deposicionais continentais dos tipos leques aluviais (dominados por fluxos gravitacionais de massa) na base, seguidos por sistemas fluviais (efêmero e entrelaçado) e palustres siliciclásticos-carbonáticos. Na Formação El Relincho, o sistema deposicional é composto por leques aluviais dominados por correntes (leques fluviais).

Dentre essas associações de fácies, ressalta-se o contexto deposicional das fácies carbonáticas, que foi objetivo principal de investigação desse trabalho. A análise de microfácies carbonáticas permitiu o reconhecimento de feições eodiagenéticas/pedogenéticas significativas que caracterizam uma associação de

fácies palustre. Esse tipo de ambiente deposicional/eodiagenético se desenvolve em uma etapa de baixa taxa de sedimentação, limitado relevo tectônico e limitada criação de espaço de acomodação, típicos de etapa de quiescência tectônica. Portanto, os carbonatos palustres de Cerro Puntudo têm importante significado tectônico para a sub-bacia de Cerro Puntudo, evidenciado uma etapa de inatividade das falhas.

As fácies da Formação Cerro Puntudo denotam um clima semi-árido para a sedimentação, indicado pelo caráter efêmero dos sistemas fluviais e por intervalos de calcrete e de carbonatos palustres. Esse clima se assemelha ao interpretado para a seção basal do depocentro de Rincón Blanco, localizado 50km a sul, mas contrasta do clima úmido interpretado para grande parte da seção triássica em outros depocentros da Bacia Cuyo. Somente as fácies da Formação El Relincho, no topo da seção, caracterizam esse tipo de clima úmido.

### **Evolução sedimentar**

O preenchimento sedimentar do depocentro de Cerro Puntudo pode ser resumido em três estágios evolutivos. Inicia com o estágio de atividade tectônica, representado pela unidade Inferior da Formação Cerro Puntudo, cujos estratos evidenciam sedimentação de iniciação do rifte Cuyo. Em seguida, ocorre estágio de quiescência tectônica, equivalente aos estratos da unidade Superior da Formação Cerro Puntudo, que revelam preenchimento e colmatção progressiva do depocentro. Ao final ocorre o estágio de reativação tectono-climática, composto pela Formação El Relincho, que evidencia uma etapa de sedimentação completamente distinta dos estágios anteriores.

Os sistemas deposicionais, paleocorrentes e proveniência permitiram inferir para o depocentro de Cerro Puntudo uma condição de bacia isolada durante os estágios de atividade e quiescência tectônica (Tectono-sequência da Formação Cerro Puntudo), em que o depocentro recebia aporte de sedimentos a partir de uma área fonte vulcânica, localizada no bloco alto de falha normal a oeste. Já durante a Tectono-sequência da Formação El Relincho, acima de importante discordância erosiva, prevaleceu um aporte de sedimentos de sudeste, a partir de área fonte composta por rochas vulcânicas, metamórficas e sedimentares. Isso caracteriza uma condição de bacia integrada/conectada com outro depocentro, possivelmente o de Rincón Blanco,

e justifica a interpretação de uma reativação tectono-climática para essa etapa evolutiva.

Essa interpretação evolutiva difere das interpretações pretéritas sobre a sedimentação do depocentro de Cerro Puntudo, pois a posição da borda falhada a oeste, no estágio inicial do rifte, e a mudança generalizada de declives e aportes, a partir da Formação El Relincho, não haviam sido constatadas até então.

### **Correlação estratigráfica**

Recomenda-se a utilização das nomenclaturas litoestratigráficas Formação Cerro Puntudo e El Relincho para os estratos do depocentro de Cerro Puntudo, pois trata-se de uma sub-bacia independente que pode ter fácies diácronas aos estratos de outros depocentros da Bacia Cuyo. Por esse motivo, não recomenda-se a utilização de nomenclaturas prévias que denominam os sedimentos de Cerro Puntudo conforme a litoestratigrafia do depocentro de Tupungato (Grupo Uspallata), seguindo possíveis correlações crono-estratigráficas (SESSAREGO, 1988).

A interpretação evolutiva apresentada nesse trabalho difere de correlações pretéritas sugeridas para o depocentro de Cerro Puntudo, que o considera como pertencente ao mesmo depocentro de Rincón Blanco. No modelo anterior (Gamundí), o intervalo palustre siliciclástico/carbonático da Formação Cerro Puntudo foi interpretado como lacustre raso e correlacionado aos depósitos lacustres profundos betuminosos do depocentro de Rincón Blanco, correspondentes a Formação Carrizalito. Entretanto, as fácies da Formação Cerro Puntudo evidenciam uma sedimentação em contexto de bacia isolada e sob condições de clima semi-árido, que diferem do contexto deposicional da Formação Carrizalito, depositado em clima úmido (BARREDO e RAMOS, 2010). Portanto, essa correlação pretérita entre o depocentro de Cerro Puntudo e Rincón Blanco não é adequada.

Por outro lado, uma correlação possível entre os depocentros de Cerro Puntudo e Rincón Blanco é a partir da discordância erosiva da base da Formação El Relincho e da discordância angular da Formação Panul, pois as fácies, paleocorrentes, proveniência e contexto climático são consistentes entre essas duas formações. Nessa proposta, considera-se que abaixo da discordância, os depocentros se desenvolviam em condições tectono-climáticas semelhantes, em fase inicial de rifte e clima semi-árido, mas de forma independente e isolada. Enquanto que, a partir da

discordância, esses depocentros passaram a ter comunicação devido a uma reativação tectonômica e mudança climática, que exportou sedimentos do depocentro de Rincón Blanco para o depocentro de Cerro Puntudo.

Uma consequência dessa correlação é que os depósitos lacustres betuminosos da Formação Carrizalito (depocentro Rincón Blanco) e da Formação Cacheuta (depocentro Tupungatu) não têm equivalentes crono-estratigráficos no depocentro de Cerro Puntudo, pois nesse depocentro o afloramento expõe apenas o registro inicial do rifte Cuyo. Depósitos equivalentes podem ter sido depositados nesse depocentro, mas hoje encontram-se totalmente exumados pela tectônica andina. Isso implica que, no extremo norte da Bacia Cuyo, o potencial gerador conhecido da bacia não está preservado.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, P. A. From landscapes into geological history. **Nature**, v. 451, n. 7176, p. 274–276, 2008.

ALLEN, P. A., ALLEN, J. R. **Basin Analysis, principles and applications**. 2ª Edição. Singapura. Blackweel publishing, 2005. 549p.

AITKEN, J.D. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with ilustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, p. 1163-1178, 1967.

ALLMENDINGER, R. W., CARDOZO, N., and FISCHER, D. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: **Cambridge University Press**, 2012.

ALLMENDINGER, R. W.; JUDGE, P. A. The argentine precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. **Geosphere**, v. 10, n. 6, p. 1203–1218, 2014.

ALONSO-ZARZA, A. M.; WRIGHT, V. P. Chapter 2 Palustrine Carbonates. **Developments in Sedimentology**, v. 61, n. C, p. 103–131, 2010.

ALONSO-ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. **Earth-Science Reviews**, v. 60, n. 3-4, p. 261–298, 2003.

ARMITAGE, J. J. et al. Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 4, p. 231–235, 2011.

ASHLEY, G.M. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 60, p. 160-172, 1990.

ASSINE, M.L. Ambientes de leques aluviais. In: SILVA, A.J.C.L.P; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca, 2008. Cap.2, p.53-71.

ASTINI, R.A., DÁVILA, F., LÓPEZ-GAMUNDÍ, O., GOMEZ, F., COLLO, G., EZPELETA, M. MARTINA, F., ORTIZ, A. Cuencas de la region Precordillerana. In: VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. **Anais...** Mar del Plata: IAPG. 2005. p.115-145.

ASTINI, R. A.; MARTINA, F., EZPELETA, M., DÁVILA, F.M., CAWOOD, P.A.. Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin ( Argentina ), and a reappraisal on the “ Eo- and Neohercynian ” tectonics along Western Gondwana. **XII Congreso Geológico Chileno**, p. 1–4, 2009.

ASTINI, R. A.; THOMAS, W. A. Origin and evolution of the Precordillera terrane of western Argentina; a drifted Laurentian orphan. **Special Paper - Geological Society of America**, v. 336, p. 1–20, 1999.

ÁVILA, J. N. et al. Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo Basin, Argentine Precordillera. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 118, n. 9-10, p. 1088–1098, 2006.

BALDIS, B.A., BERSEI, M.S., BORDONARO, L.O., VACA, A. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología. **Anais...** 1982. v.5, p. 399-445.

BARREDO, S.P. **Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, Provincia de San Juan**. 2004, p. Tese, Universidade de Buenos Aires. Buenos Aires.

BARREDO, S. P. Geodynamic and Tectonostratigraphic Study of a Continental Rift : The Triassic Cuyana Basin , Argentina. In: SHARKOV, E. V. (Ed.). . **Tectonics - Recent Advances**. [s.l.] Intech, 2012. p. 32.

BARREDO, S.; CHEMALE, F.; MARSICANO, C.; ÁVILA, J.N.; OTTONE, E.G., RAMOS, V.A. Tectono-sequence stratigraphy and U-Pb zircon ages of the Rincón Blanco Depocenter, northern Cuyo Rift, Argentina. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2-3, p. 624–636, 2012.

BARREDO, S.; RAMOS, V. A. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincon Blanco, cuenca Cuyana: Una síntesis. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 66, n. 1-2, p. 133–145, 2010.

BASKIN, R. L. **Occurrence and spatial distribution of microbial bioherms in Great Salt Lake, Utah**. 2014, 190p. Universidade de Utah.

BENAVENTE, C. A.; MANCUSO, A. C.; CABALERI, N. G. First occurrence of charophyte algae from a Triassic Paleolake in Argentina and their paleoenvironmental context. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 363-364, p. 172–183, 2012.

BENAVENTE, C. A.; MANCUSO, A. C.; CABALERI, N. G.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. Comparison of lacustrine successions and their palaeohydrological implications in two sub-basins of the Triassic Cuyana rift, Argentina. **Sedimentology**, v. 62, p. 1771–1813, 2015.

BENEDETTO, J.L. El sistema triásico y el inicio de la ruptura de Pangea. In: **El Continente de Gondwana através del tiempo**. 2ª Edição. Córdoba, Argentina: Academia Nacional de Ciencias, 2012. Cap 7, p.281-307.

BOGGETTI, D.; MARTÍNEZ CAL, V.; ANDRADA, L.; MARTIETTI, M. Aporte de la sísmica 3D al modelo prospectivo en la Cuenca Cuyana. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. **Anais...** Mar del Plata: IAPG, 1999.

BOHACS, K.M. et al. Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: an Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E.; KELTS, K. (Eds.) **Lake basins through space and time**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 2000. v.46. p. 3-37.

BRIDGE, J.S. Fluvial Facies Models: Recent Developments. In: POSAMENTIER, H.; WALKER, R. (Eds.). **Facies Models Revisited**. Special Publication SEPM v. 84, p. 85–170.

BURNE, R.V.; MOORE, L.S. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. **Palaios**, v.2, p. 241-254, 1987.

CARDÓ, R.; DÍAS, I.N. **Memoria Folha Geológica 3169-I, Rodeo**. Servicio Geológico Minero Argentino, 52p., Buenos Aires, 2005.

CARDOZO, N., ALLMENDINGER, R.W. Spherical projections with OSXStereonet. In: **Computers & Geosciences**, 2013, v. 51, p. 193 – 205.

CASANOVA, J. East african rift stromatolites. In. FROSTICK, L.E. (eds). Sedimentation in the African rifts. **Geological Society Special Publication**, n. 25, p 201-10, 1986.

CHARRIER, R; PINTO, L.; RODRÍGUEZ, M.P. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: MORENO, T., GIBBONS, W. (Eds.). **The Geology of Chile**. Geological Society, London, 2007. p. 21-114.

COLLINSON, J.D. Alluvial sediments. In: READING, H.G (Ed.). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science Ltd., 3 ed., p. 37-82, 1996.

CONNELL et al. Stratigraphic Architecture of an Experimental Basin with Interacting Drainages. **Journal of Sedimentary Research**, v.82, p. 326–344, 2012.

COWIE, P. A. et al. Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. **Basin Research**, v. 18, n. 3, p. 231–266, 2006.

CRIADO ROQUÉ, P., MOMBRÚ, C.A., RAMOS, V.A. Estructura e interpretación tectónica: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. VII Congreso Argentino. **Anais...** Buenos Aires, p. 155-192, 1981.

DEMICCO, R.V.; HARDIE, L.A. **Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits.** 1 ed. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1994, Atlas 1, 265p.

DICKINSON, WILLIAM, R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 40, n. 2, p. 695–707, 1970.

DICKINSON, W. R. **Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones.** 148. ed. Dordrecht, Netherlands: NATO Advanced Study Institute Series, 1985.

DICKINSON, W. R. Conglomerate Clast Counts in Oligocene-Miocene Strata North from the Catalina Core Complex to the Gila River Valley , southeastern Arizona. **Arizona Geological Survey Contributed Report**, v. CR-08-C, p. 34, 2008.

DICKINSON, W. R.; SUCZEK, C. Plate tectonics and sandstone composition. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 63, n. 12, p. 2164–2182, 1979.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.) **Classification of carbonate rocks.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962, Memoir 1. p.108-122.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 19, n. 4, p. 730–781, 1971.

ESTEBAN, M.; KLAPPA, C. **Subaerial Exposure Environment.** [s.l.] AAPG Memoir 33, 1983.

ETHRIDGE, F.G. Modern alluvial fans and fan deltas. In: FLORES, R.M.; ETHRIDGE, F.G.; MIALL, A.D.; GALLOWAY, W.E.; FOUCH, T.D. (eds). **Recognition of Fluvial Systems and their Resource Potential.** Tulsa, SEPM (Shourt Course 19), p. 101-126, 1985.

FAZZITO, S. Y. **Estudios geofísicos aplicados a la neotectónica de la falla El Tigre, precordillera de San Juan.** 2011. 277p. Tese, Universidade de Buenos Aires. Buenos Aires.

FISHER, R.V. Rocks composed of volcanic fragments. **Earth-Science Reviews**, 1: 287-298, 1966.

FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application.** 2ª Edição. Londres: Springer, 2010. 984p.

FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks.** Austin: Hemphill's Publ. Co, 1968, 182 p.

FRIEND, P.F. Distinctive features of some ancient river systems. In: MIALL, A.D. (ed). *Fluvial Sedimentology*. **Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir**, 1978, v. 5, p. 531-542.

FURQUE, G. **Descripción geológica de la Hoja Guandacol (provincia La Rioja-San Juan)**. Dir. Nac. Geo. E Min., Bol. 92, Buenos Aires.

GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, v. 12, n. 3-4, p. 195–218, 2000.

GAZZI, P. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. **Mineralogica e Petrografica Acta**, v. 12, p. 69-97, 1966.

GIAMBIAGI, L. et al. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes. **Geosphere**, v. 7, n. 1, p. 219–239, 2011.

GROTZINGER, J.P. Facies and paleoenvironmental setting of Thrombolite-Stromatolite Reefs, Terminal Proterozoic Nama Group (ca. 550-543 Ma), central and southern Namibia. **Communs Geological Survey Namibia**, v. 12, p. 251-264, 2000.

GUERSTEIN, M.; LAYA, H., PEZZUTTI, N. Bosquejo fotogeológico de la zona "Las Juntas" (Departamiento Calingasta, provincia San Juan). *Il Jornal Geológico Argentino*. **Anais...** 1965. v. 3, p. 231-242.

HALLER, M.J.; RAMOS, V. Las ofiolitas famantinianas (Eopaleozoico) de las Provincias de San Juan y Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino. **Anais...** San Carlos de Bariloche. 1984. v. 2, p. 66-83.

HARRIS, P. M.; ELLIS, J.; PURKIS, S. J. Analogs for Carbonate Deposition (Microbialites, Tufas and Travertines) In Early Rift Settings. **AAPG Headberg Conference Microbial Carbonate Reservoir Characterization**, Houston, Texas, p. 1–4, 2012.

HEIN, F.J., WALKER, R.G. Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided Kicking Horse River, British Columbia. **Canadian Journal of Earth Science**, v.14, p.562-570, 1977.

INGERSOLL, R. V. et al. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 54, p. 103–116, 1984.

JENCHEN, U.; ROSENFELD, U. Continental Triassic in Argentina: response to tectonic activity.-. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 461–479, 2002.

KALKOWSKI, E. Oolith und Stromatolith in Norddeutschen Bund-sandstein. **Deutsche geol. Gesell. Zeithschr.**, v.60, p.68-125, 1908.

KAY, S.M., RAMOS, V.A., KAY, R.W. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícias de la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al



margen continental: IX Congreso Geológico Argentino. **Anais...** San Carlos de Bariloche. 1984. v. 2, p. 48-65.

KOKOGIÁN, D.A., MANCILLA, O. Analisis estratigrafico secuencial de la cuenca Cuyana. In. CHEBLI, G.; SPALLETTI, L. (eds). **Cunencas Sedimentarias Argentinas**. Tucumán: Serie Correlación Geológica, v. 6, p. 169-201, 1989.

KOKOGIÁN, D., FERNÁNDEZ SEVESO, F., MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. XII Congreso Geológico Argentino e II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. **Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza**, v 1, n.7, p. 65-78, 1993.

LAMBIASE, J. J.; MORLEY, C. K. Hydrocarbons in rift basins: the role of stratigraphy. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 357, n. 1753, p. 877–900, 1999.

LEGARRETA, L., KOKOGIAN, D.A. DELLAPE, D. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿ Cuánto de inversión tectónica?. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 47, p. 83-86, 1993.

LEGARRETA, L., GULISANO, C. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior Terciario inferior). In CHEBLI, G., SPALLETTI, L. (eds). **Cunencas Sedimentarias Argentinas**. Tucumán: Serie Correlación Geológica, v. 6, p. 221-243, 1989.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. Facies distribution in an asymmetric half-graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. 14<sup>o</sup> International Sedimentological Congress. **Anais...** 1994. v. S1, p. 6–7.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O., ASTINI, R. A. Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar – Agua de Los Pajaritos, provincia de San Juan, Argentina. 4<sup>a</sup> Reunión Argentina de Sedimentología Actas. **Anais...** 1992. v. 3, p. 97-104.

LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.; ASTINI, R. A. Alluvial fan-lacustrine association in the fault tip end of a half-graben, northern Triassic Cuyo basin, western Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 17, n. 4, p. 253–265, 2004.

MANCUSO, A. C. et al. Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 30, n. 2, p. 97–103, 2010.

MANCUSO, A. C. Taphonomic analysis in lacustrine environments: Two different contexts for Triassic lake paleofloras from Western Gondwana (Argentina). **Sedimentary Geology**, v. 222, n. 1-2, p. 149–159, 2009.

MARTINS-NETO, M. A.; CATUNEANU, O. Rift sequence stratigraphy. **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, n. 1, p. 247–253, 2010.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. 4 ed., **Springer**, 1996.

MIALL, A.D. 1990. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2<sup>o</sup> Edição. Nova Iorque: Springer-Verlag, 668p.

MILANA, J. ALCOBER, O. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 49, p. 217-235, 1994.

MOMBRÚ, C.A. Observaciones geológicas en el Valle de Calingasta-Tocota. Provincia de San Juan. **Relatório interno YPF** não publicado, Buenos Aires.

MPODOZIS, C.; KAY, S. M. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal cordilleran batholiths (28°S to 31°S). **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, n. 8, p. 999–1014, 1992.

MÜLLER, G. Methods in sedimentary petrology. In: ENGELHARDT, W. VON et al. (Eds.). **Sedimentary Petrology, Part I**. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1967. p. 164–167.

NEMEC, W.; STEEL, R. J. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: KOSTER, E. H.; STEEL, R. J. (Eds.). **Sedimentology of Gravels and Conglomerates**. Memoir 10 ed. [s.l.] Canadian Society of Petroleum Geologists, 1984. p. 1–31.

NICHOLS, G. J.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, n. 1-2, p. 75–90, 2007.

POSAMENTIER, H. W., WALKER, R.G. **Facies models revisited**. Tulsa. *SEPM* (Society for Sedimentary Geology), 2006. 527p.

POTTER, P.E., PETTIJOHN, F.J. **Paleocurrents and basin analysis**. 2<sup>a</sup> Edição. Nova Iorque: Springer-Verlag, 1977. 425p.

PROSSER, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D.; DOBB, A. (eds) **Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy**. Londres: Geological Society, Special Publications, v. 71, p. 35-66, 1993.

QUARTINO, B.; ZARDINI, R., AMOS, A. **Estudio y exploración geológica de la Región Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan, República Argentina**. Asociación Geológica Argentina, 184p, 1971.

RAMOS, 1994. Terranes of Southern Gondwanaland and their control in the andean structure (30° 33°S Latitude). In: REUTTERS *et al.* (eds). **Tectonics of the Southern Central Andes**. Berlín, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994, p.249-261.

RAMOS, V. A. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. **Gondwana Research**, v. 7, n. 4, p. 1–18, 2004.

RAMOS, V. A.; KAY, S. M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. **Andean magmatism and its tectonic setting**, p. 79–92, 1991.

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**. 2ª Edição. Nova Iorque. Cambridge University Press, 2005. 192p.

REMUS, M. V. D.; SOUZA, R.S.; CUPERTINO, J.A.; DE ROS, L.F.; DANI, N.; VIGNOL-LELARGE, M.L. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 166–185, 2008.

RIDING, R. Classification of microbial carbonates. In: **Calcareous Algae and Stromatolites** (Ed. R. Riding), pp. 21-51. Nova Iorque: Springer-Verlag, 1991.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-alga mats and biofilms. **Sedimentology**, v. 47, p. 179-214, 2000.

RIDING, R. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Encyclopedia of Geobiology (Ed J.R.a.V. Thiel), pp. 635-654. **Encyclopedia of Earth Science Series**, Berlim, Heidelberg: Springer, 2011.

SCHOLLE, P.; ULMER-SCHOLLE, D. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. **Aapg Memoir**, p. 460, 2003.

SESSAREGO, H.L.F. **Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la sierra del Tigre, provincia de San Juan**. 1988. 324p. Tese, Universidade de Buenos Aires. Buenos Aires.

SLOSS, L. L., KRUMBEIN, W. C., DAPPLES, E. C. Integrated facies analysis. In: LONGWELL, C. R. (Ed.). **Sedimentary Facies in Geologic History**. Memoir 39 ed. Geological Society of America, 1949. p. 91–124.

SMITH, J. Source-to-Sink Analysis of Rift Basin Tectonics and Sedimentation. 2013.  
SPALLETTI, L. A. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. **Acta Geologica Hispanica**, v. 32, n. 1, p. 29–50, 1999.

SPALLETTI, L. A.; FANNING, C. M.; RAPELA, C. W. Dating the Triassic continental rift in the southern Andes: The Potrerillos Formation, Cuyo Basin, Argentina. **Geologica Acta**, v. 6, n. 3, p. 267–283, 2008.

SPALLETTI, L.A, ARTABE, A., MOREL, E.; BREA,M. Biozonación paleofrorística y cronoestratigrafía del Triásico argentino. **Ameghiniana**. V. 36, p. 419-451, 1999.

SPALLETTI, L.A. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 56, n. 2, p. 189-210, 2001.

SPALLETTI, L. A., MOREL, E. M., ARTABE, A. E., ZAVATTIERI, A. M., GANUZA, D. Estratigrafía, facies y paleoflora de la sucesión triásica de Potrerillos, Mendoza, República Argentina. **Revista Geológica de Chile**, v. 32, n. 2, p. 249-272, 2005.

STANISTREET, I. G.; MCCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, p. 115–133, 1993.

STANTON, P. T.; WILSON, M. D. Measurement of Independent Variables – Composition. **Reservoir Quality Assessment and Prediction in Clastic Rocks**, v. 30, p. 277–291, 1994.

STIPANICIC, P. N. El Triásico en la Argentina. In: STIPANICIC, P. N.; MARSICANO, C. A. (Eds.). **Léxico Estratigráfico de la Argentina**. [s.l.] Asociación Geológica Argentina, 2002. v. 26p. 1–370.

STIPANICIC, P.N.; VOLKHEIMER. Paleoclimatología y paleorrelieve. In: STIPANICIC (ed). **Léxico Estratigráfico de la Argentina**. [s.l.] Asociación Geológica Argentina, 2002. v. 26, p. 22-23.

STRELKOV, E., ALVAREZ, L. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. IX Congreso Geológico Argentino. **Anais...** 1984. v. 3, p. 115-130.

SUTTNER, L.J. Sedimentary petrographic provinces: an evaluation: **Soc. Econ. Palentologists Mineralogists Special Publication**, v. 21, p. 75-84, 1974.

TERRA, J. G. S. et al. Classificações Clássicas De Rochas Carbonáticas. **B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro**, v. 18, n. 1, p. 9–29, 2010.

TUCKER, M. E. Sedimentary rocks in the field. 3ª Edição. Inglaterra: Atrium John Willey & Sons Ltd, 2003, 234p.

ULIANA, M.A.; BIDDLE, K. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 172-190, 1988.

ULIANA, M.; BIDDLE, K.; CERDÁN, J. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. **Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margin, AAPG Mem.**, 46, n. 3, p. 599–613, 1989.

VALLECILLO, G. et al. Analisis del Grupo Choiyoi (Permotriásico), Cordillera Frontal de Calingasta, Provincia de San Juan. **Revista de la Asociacion Geologica Argentina**, v. 66, n. 1-2, p. 238–252, 2010.

VASCONCELOS, C., MCKENZIE, JA. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis unde anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). **Journal of Sedimentary Research**, v. 67, p. 378-390, 1997.

VERRECCHIA, E.P. Lacustrine and palustrine geochemical sediments. In: Nash, D.J., McLaren, S.J. (Eds), **Geochemical Sediments and Landscapes**. Oxford: Blackwell Publishing, 2007. p. 298-329.

WALKER, T. R. Diagenetic albitization of potassium feldspar in arkosic sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 54, n. 1, p. 3–16, 1984.

WALKER, R.G., JAMES, N.P. Facies models: response to sea level change. **Geological Association of Canada**, 409 pp, Ottawa, 1992.

WARREN, J.K. **Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons**. 654p. Nova Iorque. Springer, 2006, 654p.

WHITTAKER, A. C.; ATTAL, M.; ALLEN, P. A. Characterising the origin, nature and fate of sediment exported from catchments perturbed by active tectonics. **Basin Research**, p. 809–828, 2010.

ZENCICH, S.; VILLAR, H.; BOGGETTI, D. Sistema Petrolero Cacheuta-Barrancas De La Cuenca Cuyana, Provincia De Mendoza, Argentina. ... **Sistemas Petroleros de las Cuencas ...**, 2008.

ZUFFA, G. G. **Optical analysis of arenites**. 148. ed. Dordrecht, Netherlands: NATO Advanced Study Institute Series, 1985.