

COMPARAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E ISOTÓPICA (Sm-Nd) DAS REGIÕES DO CERRO MORADO E LA TORRE, BACIA DE ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN, NOROESTE ARGENTINO

EDUARDO GUADAGNIN

ORIENTADOR: FARID CHEMALE JR.

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Alberto Tomas Casselli
Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz
Dr. Henrique Zerfass**

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2005

Agradecimentos:

Ao orientador, Farid Chemale Jr., pelo grande interesse e dedicação na orientação desta monografia. Excelente!

Aos meus pais, Miriam e Osvaldo, e ao irmão, Felipe, pela motivação e auxílio em todas as horas.

A Adriana Bracco, Claudia Marsicano e Alberto Casselli, pela sugestão do tema abordado nesta dissertação e pela apresentação á área de estudo.

Aos Parques Provinciais de Ischigualasto-Valle de la Luna e La Torre-El Chiflón nas Províncias de San Juan e La Rioja, respectivamente, pela permissão de entrada e coleta de amostras nos parques.

A todos os guarda-parques, pela ajuda na logística de campo.

A Fabrício Vieira dos Santos e Ivo Dussin, pela valiosa ajuda no Trabalho de Campo I.

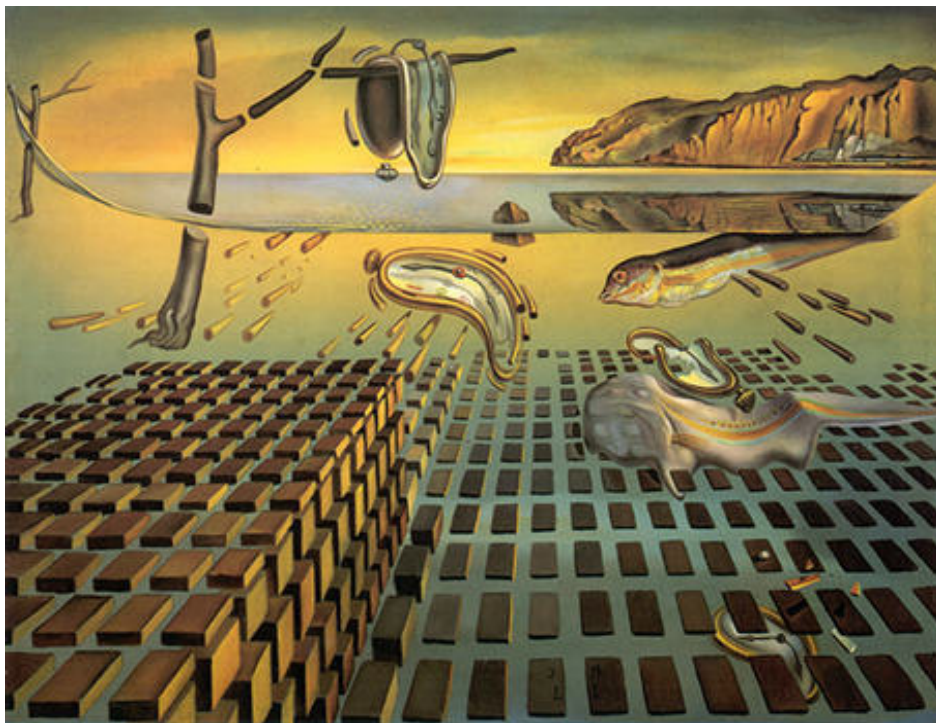
A Guilherme Saut Schroeder, Cristina Pierini, Christian Born e Elison do Carmo, pela ajuda no Trabalho de Campo II.

A Christian Born, pelo desenho dos blocos diagramas de evolução da bacia.

Ao BLUES, que desde sempre foi meu maior companheiro, em especial à Muddy Waters, Freddie King, John Lee Hooker, Howlin Wolf, Albert King, Willie Dixon, Bo Diddley, Little Walter, Buddy Guy, Junior Wells, Elmore James, Robert Johnson, Jimmy Reed, B. B. King, Jimmy Rogers, Lightnin Hopkins, Albert Collins, Son House, T-Bone Walker, Big Walter Horton, Sonny Boy Willianson I, Sonny Boy Willianson II, Big Joe Willians, Memphis Slim, Luther Alison, Magic Sam, Magic Slim, Otis Rush, Otis Spann, Sonny Terry, Brownie McGhee, Son Seals, Chuck Berry, Little Richard, Etta James, Bessie Smith, James Cotton, Arthur “Big Boy” Crudup, John Hammond, Steve Ray Vaughan, Johnny Winter, The Rolling Stones, Canned Heat e The Doors.

A ANP, pelo financiamento deste trabalho.

A todas as pessoas que, de uma forma ou de outra, colaboraram para o desenvolvimento desta dissertação.



A Desintegração da Persistência da Memória

Salvador Dali (1954)

Índice

1. Introdução	1
2. Estratégias Metodológicas	5
2.1. Análise Estratigráfica	6
2.2. Análise Isotópica Sm-Nd.....	7
3. Evolução Geotectônica e caracterização do embasamento.....	12
3.1 - O Ciclo Orogênico Pampeano (Cambriano ao Eo-Ordoviciano).....	15
3.2 - O Ciclo Orogênico Famatiniano (Eo-Ordoviciano ao Eo-Carbonífero).....	16
3.3 - O Ciclo Orogênico Gondwânico (Eo-Carbonífero ao Jurássico).....	19
3.4 - O Ciclo Orogênico Andino (Jurássico ao Cenozóico).....	22
4. Evolução do conhecimento Científico na bacia de Ischigualasto-Villa Unión.....	27
5. Resultados obtidos: Artigo - Comparação estratigráfica e isotópica (Sm-Nd) das regiões do Cerro Morado e La Torre, bacia de Ischigualasto-Villa Unión, NW argentino. Submetido ao Boletim de Geociências da Petrobrás.....	34
6. Conclusões.....	71
Referências Bibliográficas.....	75

Lista de Figuras

Figura 1	Mapa geológico da bacia de Ischigualasto-Villa Unión. Modificado de Casselli (1998)	3
Figura 2	Principais terrenos alóctones e suturas relacionadas. As idades em milhões de anos (Ma) indicam as idades aproximadas das suturas. Modificado de Ramos (1995)	14
Figura 3	Reconstrução da proto-margem da América do Sul aos 530 Ma.....	15
Figura 4	Modelo de evolução geotectônica dos Andes centrais durante o ciclo tectono-sedimentar Famatiniano. Modificado de Ramos (1999).....	17
Figura 5	Modelo de evolução geotectônica dos Andes centrais entre o Carbonífero e o Eo-Triássico. Modificado de Mpodizis & Ramos (1990).....	20
Figura 6	Principais bacias extencionais geradas durante o Triássico com suas respectivas bordas ativas, que se caracterizam pelas principais discontinuidades crustais pré-existentes na região. Modificado de Spalletti (2001).....	22
Figura 7	Modelo de evolução geotectônica durante o Mesozóico (Ciclo Orogênico Andino). Modificado de Ramos (1999).....	24
Figura 8	História térmica da amostra A-19 do embasamento adjacente a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Serra do Vale Fértil), com utilização do programa MonteTracks e modelo de Laslett Durango...	26

RESUMO

A bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Stipanovic e Bonaparte, 1972), que consiste de uma bacia alongada no sentido NW-SE e preenchida por rochas sedimentares Triássicas, foi gerada durante o Eo-Triássico pela reativação de descontinuidades crustais pré-existentes, associadas ao *Gondwanides*, na região central andina. Esta limitada a oeste, pelo vale do Rio Bermejo, no qual se encontra a zona de sutura do Vale Fértil, que se caracteriza pela borda ativa da bacia.

Aqui, apresentar-se-á uma revisão da estratigrafia da bacia de Ischigualasto-Villa Unión, detalhando-se duas áreas chaves do registro estratigráfico inferior da bacia, na região do Cerro Morado e La Torre. Nestas áreas utilizou-se de técnicas estratigráficas e isotópicas (Sm-Nd em rocha total), com o objetivo de estabelecer uma correlação entre seus registros estratigráficos e suas áreas-fonte, além de caracterizar o comportamento tectônico.

Ambos os perfis apresentam na porção inferior o preenchimento por um sistema aluvial-fluvial (Formação Tarjados *sensu* Romer & Jensen, 1966), subdividido em 4 associações de fácies: leques aluviais, canais fluviais, barras longitudinais e planície de inundação; e, na porção superior, o preenchimento por um sistema lacustre-deltáico (Formação Los Chañares *sensu* Frenguelli, 1944, no Cerro Morado e, Formação Lomas Blancas *sensu* Bossi e Herbst, 1968, em La Torre), subdividido em 4 associações de fácies: lacustre, pró delta, frente deltáica e planície deltáica. Sobre as últimas unidades ocorre um lacólito de diabásio (Formação Los Baldecitos).

A formação Tarjados apresenta as maiores idades T_{DM} na região do Cerro Morado, variando entre 1,33 e 1,60 Ga, enquanto que em La Torre os valores oscilam entre 1,03 e 1,30 Ga. Isso é interpretado aqui como uma variação da área fonte entre as duas regiões na época de sua sedimentação, cujas regiões poderiam estar compartimentadas em termos tectônicos a época de sua deposição.

A formação Los Chañares possui idades T_{DM} variando entre 0,90 e 1,36 Ga, e a formação Lomas Blancas possui idades T_{DM} entre 0,99 e 1,35 Ga, com dominância de valores próximos a 1 Ga nos dois blocos.

Os diabásios da formação Los Baldecitos possuem idades T_{DM} entre 0,51 e 0,33 Ga, cujo dado é interpretado com uma extração mantélica próxima a 130 Ma de um manto modificado pela orogenia do Ciclo Gondwânico, ou até mesmo pelo processo de *slab break-off* da crosta oceânica consumida pela colisão do micro-continente Cuyania com a proto-margem do Gondwana (Ramos, 1999). Todas as rochas dessa formação obtiveram valores de Epsilon Nd positivos.

A integração dos dados estratigráficos e isotópicos nos permite interpretar as duas áreas como meio-grábens distintos na etapa inicial de preenchimento, em função da discrepância entre as idades T_{DM} entre as áreas. A partir da transgressão lacustre as áreas-fonte são uniformizadas e o alto estrutural pré-existente é transgredido.

ABSTRACT

The NE-SW-trending Ischilgualsto-Villa Unión Basin, situated in the Central Andes, Argentina, is filled up by Triassic sedimentary rocks with volcanic contribution. In the Eo-Triassic, this basin has been generated by the reactivation of pre-existing crustal discontinuities associated with late tectonic stages of the Gondwanides. It is limited to the West by the Bermejo River which is located along the Valle Fértil Suture Zone, the active border of the basin.

In order to establish a stratigraphic correlation, sedimentary provenance and tectonics, stratigraphic techniques and Sm-Nd isotopes have been applied in two key areas of the Ischigualasto-Villa Unión basin, the Cerro Morado and the La Torre region.

The lower section of both areas is represented by an alluvial-fluvial system (Tarjados Fm.), divided into 4 facies associations: alluvial fan, fluvial channel, longitudinal bars and flood plain. The upper section consists of the Los Chañares Fm, in the Cerro Morado, and Lomas Fm., in the La Torre. It is a lacustrine-deltaic system with lake, pro-delta, deltaic front and deltaic plain facies. Presence of acid tuffs and volcanoclastic layers are also recognized in these areas, with major contribution in the upper section. Overlying the whole section occur lacholith of basic rocks (Baldecitos Fm.).

The Tarjados Fm. has model ages (T_{DM}) in the Cerro Morado region ranging from 1.33 to 1.60 Ga, while in the La Torre from 1.03 to 1.30 Ga. This results point to different source areas during the deposition of these units, suggesting that these regions could be tectonic compartmented during deposition of this formation.

The Los Chañares and the Lomas Blancas Fm. show T_{DM} between 0.90 and 1.36 Ga and 0.99 and 1.35 Ga, respectively. The dominant model ages close to 1.0 Ga in both areas, suggesting provenance of the Grenvillian Cuyana Terrane.

The diabases of the Los Baldecitos Fm. present T_{DM} ranging from 0.51 to 0.33 Ga and positive epsilon Nd values, which is interpreted to be melted from a modified mantle by the Gondwanides Cycle .

The sedimentological-stratigraphic and isotopic data suggest that these regions can be interpreted as two distinct hemi-grabens separated by structural highs which have been connected during the deltaic-lacustrine phase.

1. Introdução

1. Introdução

A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión situa-se entre as latitudes 67° 30' S e 68° 30' S e as longitudes 29° 15' W e 30° 30' W, no sudoeste da Província de La Rioja e nordeste da Província de San Juan, Argentina (**Figura 1**).

Trata-se de uma bacia alongada no sentido NW-SE e preenchidas por rochas sedimentares Triássicas. A bacia limita-se a norte, pelas Serras de Maz e de Famatina, a leste, pelas serras de Sañogasta, Vilgo e Paganzo e, ao sul, pela Serra do Vale Fértil. À oeste, é limitada pelo vale do Rio Bermejo, que se dispõe ao longo de uma grande zona de fraqueza crustal, a sutura do Vale Fértil.

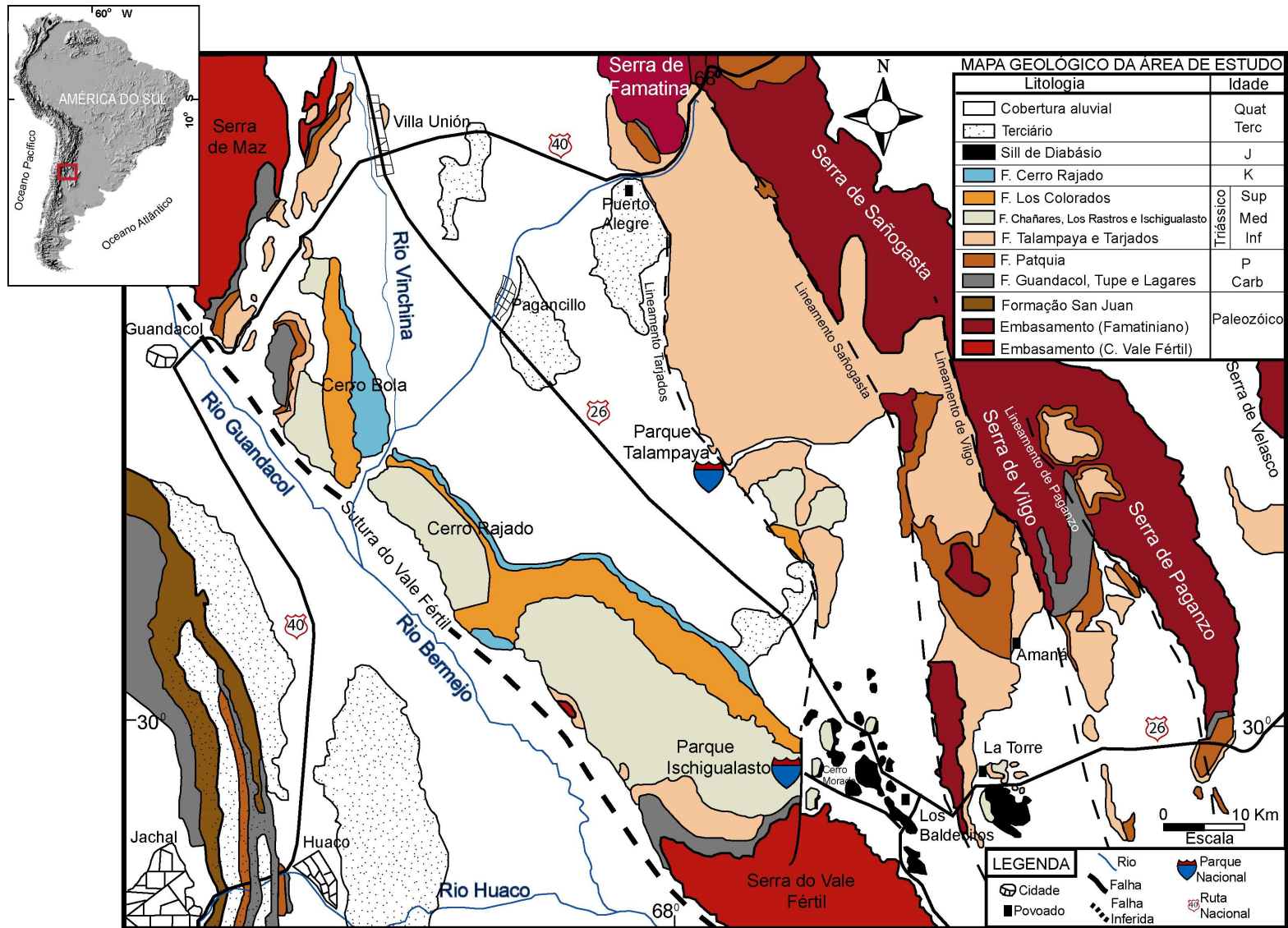


Figura 1: Mapa geológico da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión. Modificado de Casselli (1998).

A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión é conhecida mundialmente por conter numerosas espécies de vertebrados fossilizados, tais como Rincossauros, Dicinodontes e os primeiros dinossauros (Eo-Raptor), e por ser Patrimônio da Humanidade (UNESCO).

As rochas Triássicas da bacia ocorrem de forma discordante sobre o embasamento granítico-gnáissico Paleozóico e sedimentos permo-carboníferos da Bacia de Paganzo. O limite oeste da bacia, que se caracteriza por ser a margem de sedimentação ativa, é condicionado por uma zona de fraqueza da crosta, que é uma grande zona de sutura crustal (Sutura do Vale Fértil), com direção NW-SE, associada à amalgamação do terreno Cuyania à margem sul-ocidental do Gondwana.

A formação desta bacia está vinculada ao desenvolvimento de um importante regime transtrativo que ocorreu durante o Triássico na região central andina, reativando estruturas pré-existentes e gerando falhamentos direcionais e normais. Este regime foi acompanhado de manifestações vulcânicas e piroclásticas, iniciadas no limite Permo-Triássico e ativas durante grande parte da evolução da bacia. Um importante evento compressional ocorrido no Cenozóico Superior e ligado à Orogenia Andina provocou o soerguimento diferencial das rochas da bacia, gerando estruturas deformacionais rúpteis (falhas normais, inversas e transcorrentes) que ocasionaram grandes inversões tectônica e estratigráfica.

Neste trabalho apresentar-se-á, em primeira instância, uma revisão da estratigrafia da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, detalhando-se duas áreas chave do registro estratigráfico inferior da bacia, na região do Cerro Morado e La Torre. Nestas áreas, foram utilizadas técnicas estratigráficas (levantamento de perfis estratigráficos colunares, medição da paleocorrentes, entre outros) e isotópicas (Sm-Nd em rocha total), com o objetivo de estabelecer uma correlação entre seus registros estratigráficos e suas áreas-fonte, além de caracterizar o comportamento tectônico.

2. Estratégias Metodológicas

2. Estratégias Metodológicas

As estratégias metodológicas adotadas neste trabalho, a fim de comparar as duas regiões de interesse (Cerro Morado e La Torre), foram: (i) a análise estratigráfica, utilizando-se de conceitos clássicos da Estratigrafia Moderna, a fim de gerar um arcabouço estratigráfico para as regiões de estudo; (ii) e a análise isotópica Sm-Nd, em rocha total, para caracterizar e comparar as áreas fonte das duas regiões estudadas.

Esses dois métodos serão abordados de forma sucinta nesse capítulo, uma vez que muitos dos conceitos discutidos já são de amplo domínio no campo das Geociências.

Abaixo, estão descritos e discutidos os fundamentos teóricos da aplicação dos métodos utilizados e os procedimentos analíticos adotados.

2.1 - Análise Estratigráfica

A análise estratigráfica foi efetuada com auxílio de perfis colunares verticais levantados em campo, nas regiões do Cerro Morado (Parque Provincial de Ischigualasto-Valle de la Luna) e Cerro La Torre (Parque Provincial de La Torre-El Chiflón) (ver **Figura 1**), além da medição de paleocorrentes com o auxílio de bússola.

As fácies sedimentares foram definidas a partir de seus atributos físicos, como geometria das camadas, granulometria, aspectos texturais, estruturas sedimentares e paleocorrentes, e depois agrupadas em Associações de Fácies.

Dessa forma, foi possível caracterizar melhor os sistemas deposicionais que preenchem as duas áreas em questão, que, por sua vez, norteou a amostragem e interpretação dos dados isotópicos.

2.2 - Análise Isotópica Sm-Nd

O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento de um isótopo radioativo de samário (^{147}Sm) para um isótopo estável de neodímio (Nd^{143}) por emissão de partículas α . A constante de decaimento é alta, com uma meia-vida de 106 bilhões de anos.

Tanto o Sm quanto a Nd são elementos do grupo das terras raras (ETR), ocorrendo como elementos traço em muitos minerais formadores de rocha, como silicatos, fosfatos e carbonatos.

O alto estado de valência de praticamente todos os ETRs (geralmente +3, exceto o Ce e Eu), somada a tendência de hidrolização do íon, faz com que os ETRs realizem ligações covalentes (alta força de ligação) com os ânions aos quais estão combinados. Isso faz com que esses elementos tenham baixa taxa de solubilidade e mobilização, e, portanto, não sofram modificações substanciais devido a processos de alteração, intemperismo e diagênese.

A abundância do isótopo radiogênico Nd^{143} e a razão $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ na Terra Global (*Bulk Earth* – BE) tem um aumento com o passar do tempo, em decorrência do decaimento do Sm^{147} para o Nd^{143} . O aumento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na Terra Global, em função do tempo, pode ser descrito por um modelo baseado na idade e na razão Sm/Nd da Terra, além da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial, que podem ser obtida com o estudo de meteoros condriticos. Sendo assim, pode-se determinar o tempo de residência na crosta de uma determinada rocha.

O modelo considera a geração de uma rocha por fusão parcial do manto condrítico, denominado CHUR (*chondritic uniform reservoir*), gerando dois outros reservatórios: um empobrecido em elementos “magmatófilos”, o manto empobrecido (DM – *depleted mantle*) e um enriquecido nesses elementos, as rochas crustais (CR – *crustal rocks*). Dessa forma, pode-se calcular a idade de formação de uma determinada rocha crustal em relação ao reservatório CHUR (T_{CHUR}), assumindo a premissa que a evolução da razão Sm/Nd não manto é similar à evolução dessa razão em sistemas condríticos. Em relação ao DM (T_{DM}), assume-se a premissa que a razão Sm/Nd evolui em um manto que se torna empobrecido em elementos incompatíveis devidos as muitas fusões geradas pela formação e extração da crosta.

O cálculo é realizado a partir da equação abaixo:

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} \right] \times 10000$$

onde as razões isotópicas da amostra e do DM são as razões atuais. Alternativamente pode-se substituir o DM por CHUR e calcular o tempo de formação da rocha em relação ao CHUR.

Da mesma maneira, pode-se calcular o desvio da razão $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ entre a rocha considerada e o reservatório CHUR (ou reservatório DM) em um determinado tempo t . Este tempo pode ser uma idade qualquer, que geralmente é assumida como a idade de cristalização da rocha. Esse desvio é definido como ϵ_{Nd} , que é calculada a partir da equação abaixo:

$$\epsilon_{Nd} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t \text{ amostra} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t \text{ CHUR}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t \text{ CHUR}} \right] \times 10000$$

Para todos esses cálculos, é necessário estimar a composição do manto empobrecido (DM). Isso é obtido a partir de modelos dependentes de fatores como: a idade considerada para a formação da crosta, se a formação da crosta foi contínua ou episódica, e se deve ser considerada ou não a existência de uma heterogeneidade no manto primordial. Sendo assim, o

modelo escolhido para o cálculo deve ser citado em qualquer trabalho isotópico. O Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul utiliza o modelo proposto por De Paolo (1981), por ser o modelo mais amplamente utilizado no mundo. Nesse modelo, o DM é considerado como uma média das razões e Nd^{143}/Nd^{144} de basaltos de cordilheiras meso-oceânicas (MORB – *mid oceans ridge basalts*) iguais a 0.222 e 0.513114, respectivamente. Já para o CHUR, considera-se 0.1967 e 0.512638 para as razões Nd^{143}/Nd^{144} e Sm^{147}/Nd^{144} , respectivamente, e que são idênticas as da Terra Global.

Devido às características geoquímicas do Sm e do Nd, a idade modelo calculada por ambos os métodos (seja T_{CHUR} ou T_{DM}) e por qualquer modelo de evolução da Terra, é na maior parte das vezes pouco afetada pelos processos do ciclo exógeno, uma vez que a rocha é extraída do manto e se posiciona na crosta. Em decorrência disto, a idade modelo (T_{DM}) pode ser utilizada para estudos de proveniência de rochas sedimentares (McDaniel et al., 1997, Goldstein et al., 1997). Se as rochas sedimentares analisadas forem originárias de apenas uma fonte, o T_{DM} dessas rochas será idêntico ao da rocha fonte dos sedimentos. Caso haja mais de uma fonte, o valor T_{DM} obtido para a rocha sedimentar irá se situar em uma linha intermediária entre os valores T_{DM} das rochas fonte dos sedimentos.

Além do T_{DM} , também é possível a utilização do ϵNd relativo ao CHUR, porém nesse caso, é necessário que se infira uma idade ao qual esse fator está sendo calculado. O ϵNd se torna uma ferramenta ainda mais poderosa, quando associada ao T_{DM} . Pois com esse fator, pode-se distinguir a origem das rochas fonte dos sedimentos. ϵNd positivos normalmente são associados a rochas oriundas de fusão do manto ou rochas com componentes mantélicas gerados muito próximo da extração mantélica pela crosta, isto é, tempo de residência crustal entre extração do manto e geração não são maiores que 300 Ma. Assim, o valor de T_{DM} podem auxiliar nos estudos de proveniência. Já os dados de ϵNd podem informar a idade da extração mantélica, quando a rocha teve uma evolução geológica simples.

2.2.1 – Procedimento Analíticos

A análise isotópica foi efetuada em 32 amostras de rochas sedimentares e ígneas hipoabissais coletadas nos dois perfis estratigráficos levantados em campo. Foram coletadas amostras pertencentes a todas as associações de fácies descritas nas regiões estudadas, seu embasamento sedimentar e magmatismo básico que está no topo das duas seções. As análises foram executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

As amostras coletadas foram pulverizadas e pesadas junto com traçador isotópico Sm149-Nd150. Após foram dissolvidas em frasco de Teflon com adição de mistura de 7 ml HF-HNO₃ e colocados em chapa quente por 3-4 dias. Após estes dias, as amostras foram secas. Adicionaram-se 7 ml HCl 6N no resíduo e deixou-se na chapa quente de 1 a 2 dias até dissolver a amostra completamente. Assim, a amostra dissolvida foi passada em colunas com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 *mesh*) para separar os elementos terras raras.

Em seguida, a amostra com REE separados foi passada em colunas aniônicas com resina HDEHP LB-B50-A (100-200 μ m), segundo a metodologia de Patchett & Ruiz (1987). Cada amostra foi seca e depositada com H₃PO₄ 0,25 N em filamento simples de Ta para Sm e no filamento de Ta externo com arranjo triplo Ta-Re-Ta para Nd.

As razões isotópicas foram medidas no modo estático com um Espectrômetro de Massa Multicoletor VG 54 no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Normalmente foram medidas 100 razões de isótopos de Nd com intensidade de 0,2 a 1,0 volt do feixe de 144Nd. Razões de Nd foram normalizadas para $Nd^{146}/Nd^{144} = 0.7219$. As análises foram ajustadas para variações do *bias* instrumental com uso do padrão interno Nd Spex = 0,511110 \pm 0.000014. Os brancos obtidos durante as análises foram menores que 1000 pg para Nd e menores que 200 pg para o Sm.

Idades de residência crustal (T_{DM}) foram calculadas utilizando o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981). Valores de $\epsilon Nd(t)$ foram calculados

com base as idades obtidas por datação disponível na literatura e dados bioestratigráficos.

3. Evolução Geotectônica e caracterização do embasamento

3. Evolução Geotectônica e caracterização do embasamento

A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión esta localizada sobre a província morfotectônica Famatina, segundo a classificação de Ramos (1995).

A natureza do embasamento da região estudada registra uma história complexa de acreções e colisões, sendo seus estágios finais desenvolvidos durante o Proterozóico Superior e o Paleozóico Inferior (Ramos, 1988). As suturas entre os distintos blocos e suas características controlaram a evolução geológica de muitas bacias sedimentares desenvolvidas na Argentina durante Mesozóico.

A borda ativa da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión coincide com a sutura gerada pela acreção do microcontinente Cuyania a protomargem do Gondwana. Na **Figura 2** observam-se os principais terrenos reconhecidos e suas respectivas suturas, no setor central dos Andes.

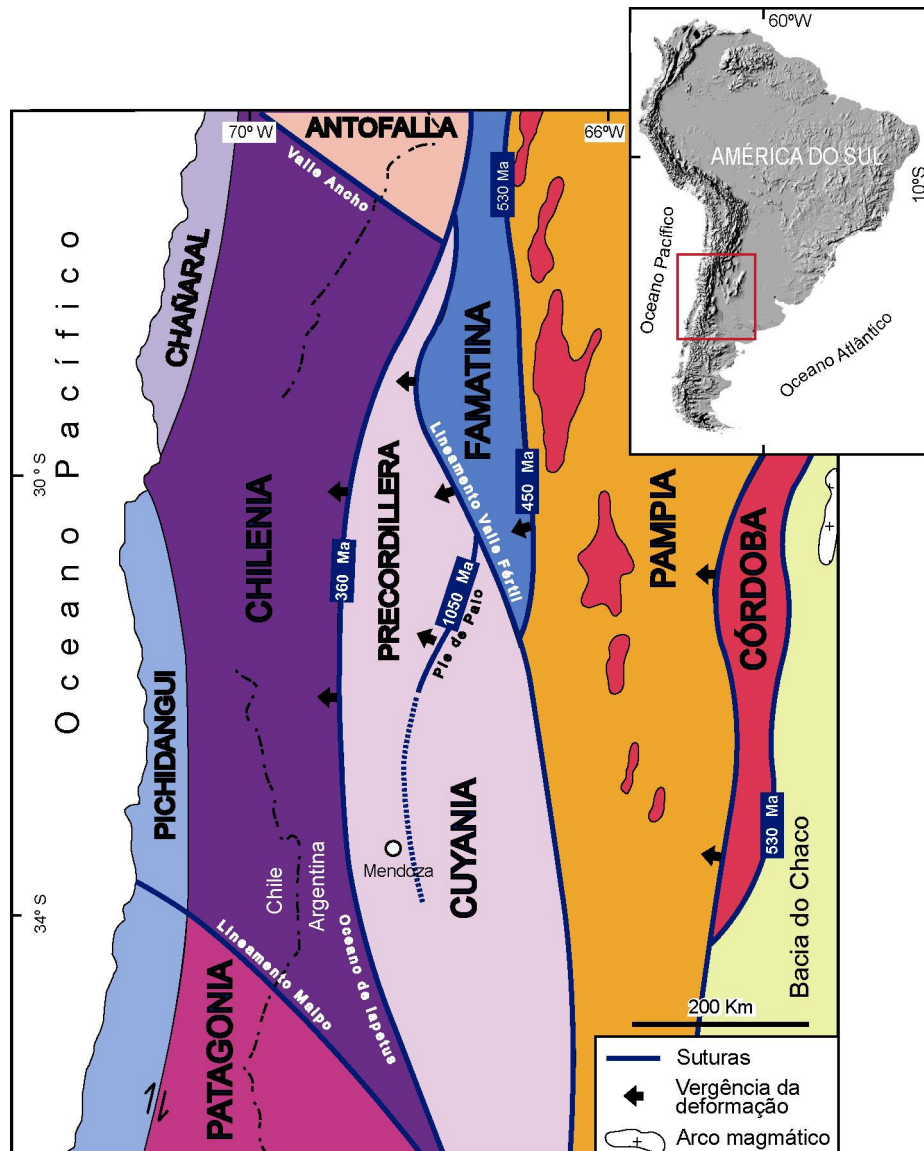


Figura 2: Principais terrenos alóctones e suturas relacionadas. As idades em milhões de anos (Ma) indicam as idades aproximadas das suturas. Modificado de Ramos (1995).

A evolução geotectônica dos Andes centrais no Fanerozóico é resumida por Ramos (1988), que define três ciclos orogênicos principais: o ciclo orogênico Pampeano (Cambriano ao Eo-Ordoviciano), o ciclo orogênico Famatiniano (Eo-Ordoviciano ao Devoniano) e o ciclo orogênico Gondwânico (Carbonífero ao Triássico).

3.1 - O Ciclo Orogênico Pampeano (Cambriano ao Eo-Ordoviciano)

O terreno Pampia foi acrecionado ao cráton Rio de la Plata entre o Neo-Proterozóico e o Eo-Cambriano, durante a orogênese Pampeana (em torno dos 530 Ma, segundo Rapela *et al.*, 1998). Durante a orogenia Pampeana, o terreno Arequipa-Antofalla colide com o cráton Amazônico. Entre o Cambriano e o Eo-Ordoviciano este bloco estava separado do continente e posteriormente amalgamado durante o Neo-Ordoviciano (orogenia Ocoyca) (Bahlburg & Herve, 1997).

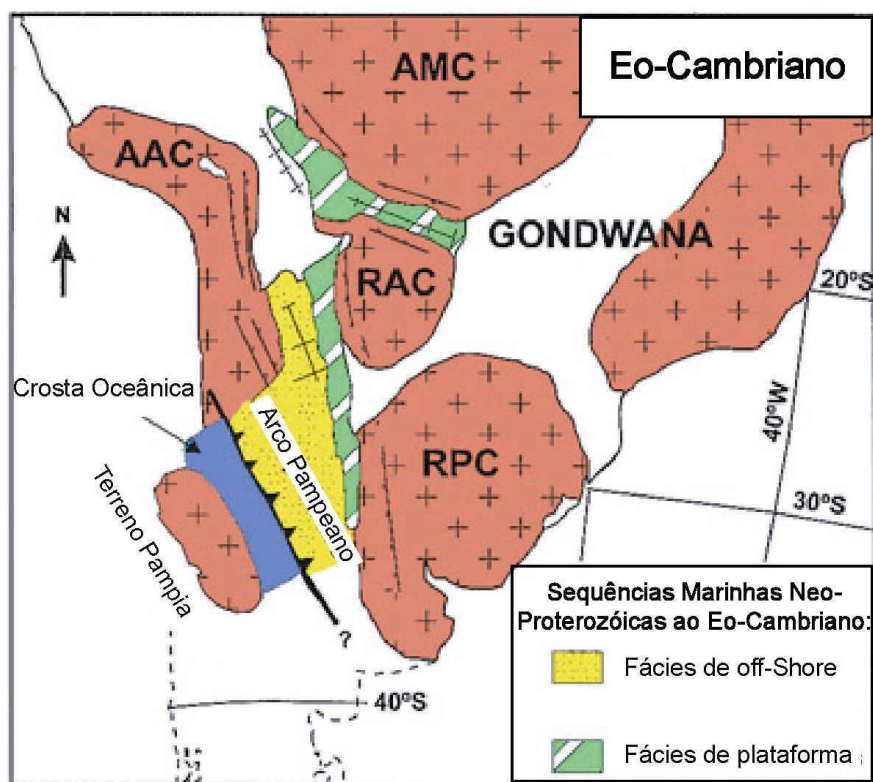


Figura 3: Reconstrução da proto-margem da América do Sul aos 530 Ma. Acreção do terreno Pampia marca o clímax da orogenia Pampeana. AAC: Cráton Arequipa-Antofalla; AMC: Cráton Amazônico; RAC: Cráton Rio Apa; RPC: Cráton Rio de la Plata. Modificado de Rapela *et al.* (1998).

3.2 - O Ciclo Orogênico Famatiniano (Eo-Ordoviciano ao Eo-Carbonífero)

O ciclo tectono-sedimentar Famatiniano agrupa uma série de eventos orogênicos que afetaram o setor norte e central da protomargem do Gondwana durante o Paleozóico inferior. Esse ciclo caracteriza-se pela acreção de diferentes terrenos à proto-margem do Gondwana, levando a consolidação tectônica dessa área (**Figura 4**). A natureza destes terrenos é, em muitos casos, exótica, provavelmente derivada do continente Laurentia, e em outros casos para-autóctone. As evidências existentes para caracterizar a acreção de terrenos durante esse ciclo são a presença de seqüências ofiolíticas descontínuas e rochas cálcico-alcálicas dentro do continente. Essas seqüências ofiolíticas sugerem a presença de bacias oceânicas entre a proto-margem do Gondwana e esses terrenos. O ciclo Famatiniano é formado por dois eventos diastróficos, as orogênicas *Ocloyca* e *Chañica*.

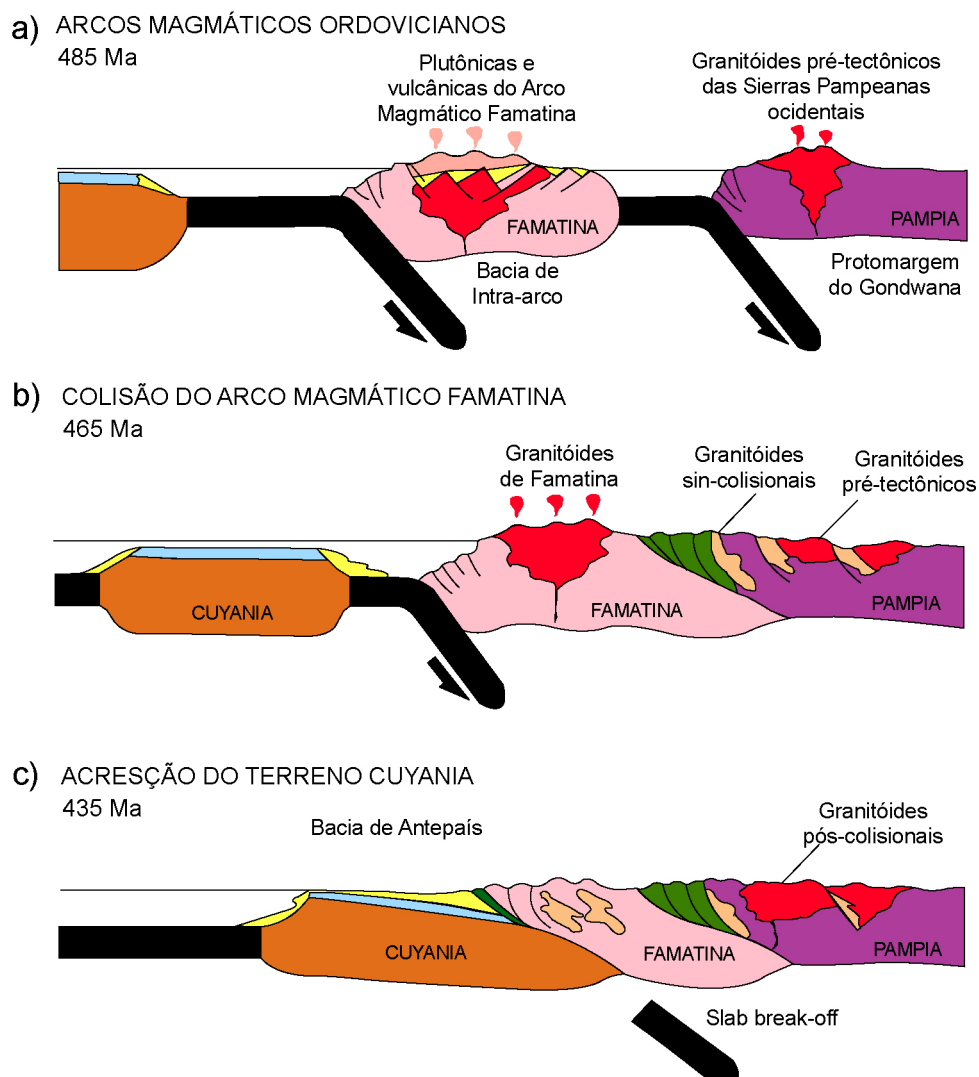


Figura 4: Modelo de evolução geotectônica dos Andes centrais durante o ciclo tectono-sedimentar Famatiniano. Modificado de Ramos (1999).

O ciclo Famatiniano tem como evento inicial o início da subducção da crosta oceânica que separava a protomargem do Gondwana de um arco intra-oceânico, o arco magmático Famatina (**Figura 4 – a**), com magmatismo de arco associado, sendo que, segundo Lazarte (1992), o clímax da atividade magmática nesse arco ocorreu entre 490 e 470 milhões de anos (Ma).

O segundo evento desse ciclo caracteriza-se pela colisão do arco magmático Famatina à protomargem do Gondwana (**Figura 4 – b**), em torno dos 470 Ma, com a geração de granitos colisionais (Ramos, 1999). Esse terreno é interpretado por Ramos & Vujovich (1993), como um terreno siálico de origem paraautóctone ao Gondwana. Para Pankhurst *et al.* (1998), o terreno

faria parte da protomargem do Gondwana e seu arco magmático parte das Serras Pampeanas ocidentais. Esses autores consideram a existência de um arco interno do tipo trondjemítico, e para oeste um arco externo contemporâneo, com a geração de granodioritos do tipo “I” e grandes batólitos graníticos do tipo “S”.

A acreção do microcontinente Cuyania à protomargem do Gondwana se dá entre 460 e 440 Ma (**Figura 4 – c**). Esse microcontinente é interpretado por Ramos (1996) como um bloco composto, uma vez que se reconhecem suturas internas ao bloco. Identificadas em campo como uma grande faixa ofiolítica de possível idade Greenvilliana. Cominguez & Ramos (1990) atestam, por meio de linhas sísmicas, a existência de uma descontinuidade crustal interna ao bloco e a associam a importantes zonas miloníticas. Essa sutura interna, com idade de 1050 Ma, limita dois terrenos oceânicos, que segundo Vujovich & Kay (1996) correspondem a arcos de ilhas intraoceânicos.

Sobre o microcontinente ocorre uma espessa seqüência de carbonatos plataformais, onde ocorrem fósseis da fauna cambriana de *Olenellus* (Borrello, 1965), fauna que não é registrada no Gondwana, apenas na Laurásia. O embasamento dessa seqüência possui, portanto, afinidades à província proterozóica de *Grenville*, na América do Norte.

A integração desses aspectos e a presença de suturas crustais limítrofes ao bloco (Ramos, 1996) levaram a interpretação da origem alóctone desse microcontinente. Ele teria se consolidado inicialmente no domínio da Laurásia, rifteado e migrado em direção ao Gondwana, até a colisão (Ramos *et al.*, 1986, Astini *et al.*, 1995, Astini, 1996).

Essa hipótese é contestada por Aceñolaza (2003), que interpreta a origem do microcontinente como de origem paraautóctone ao Gondwana, estando associado a extensas falhas transcorrentes.

A colisão desse microcontinente ocorre entre o Meso e Neo-Ordoviciano, produzindo uma orogenia conhecida como Orogênese *Ocloyica* e gerando a Sutura do Vale Fértil. Está foi de extrema importância para a geração da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, no Triássico, e inversão tectônica, no Cenozóico.

A colisão de um novo bloco siálico, conhecido como Chilenia (Ramos *et al.*, 1984), gera a orogenia *Precordilleirana* (**Figura 5 – a**). O contexto geodinâmico e a cronologia da colisão não são consensuais entre os pesquisadores. Astini (1996) interpreta a colisão como tendo ocorrido no Eo-Devoniano, sendo que para Ramos *et al.* (1984) e Ramos (1988), ela ocorreu no Eo-Carbonífero, denominando-a de orogenia *Chañica*.

Durante os esforços decorrentes da Orogenia *Chañica*, antigas zonas de suturas crustais de antepaís (Fernández-Seveso & Tankard, 1995) foram reativadas por efeitos transtrativos, possivelmente sendo o mecanismo de subsidência inicial do ciclo Gondwânico, que se inicializaria a seguir.

3.3 - O Ciclo Orogênico Gondwânico (Eo-Carbonífero ao Jurásico)

Após o regime compressional do final do Paleozóico, instala-se na região oeste do Gondwana um intenso processo extensional com reativação de falhas Paleozóicas e um intenso vulcanismo (Uliana & Biddle, 1988), conhecido como Ciclo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993), no limite Permo-Triássico, que marca o início do Ciclo Gondwânico (**Figura 5 – b**).

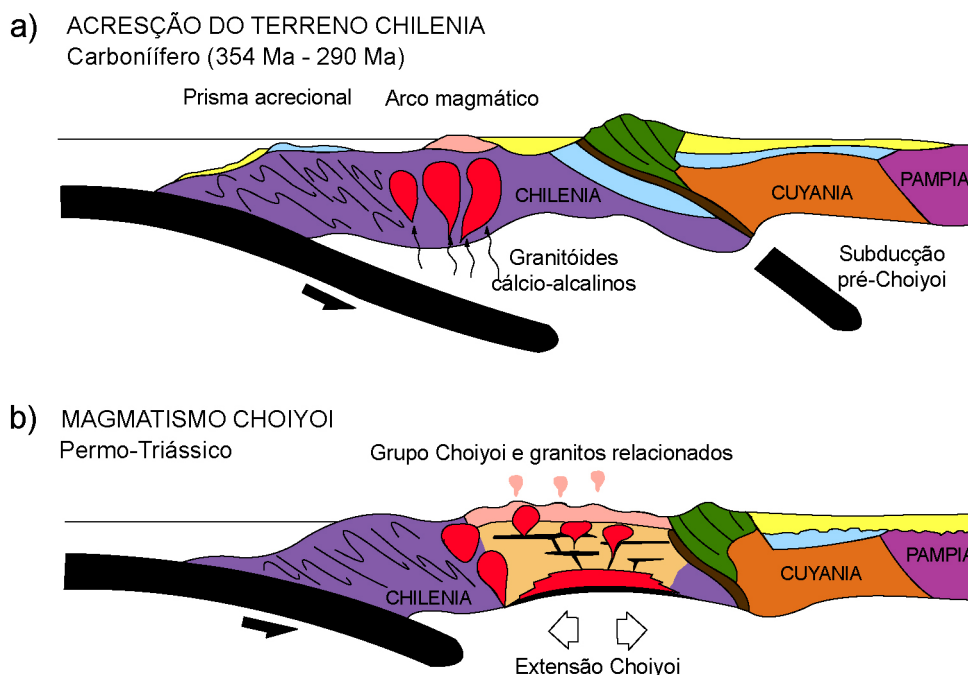


Figura 5: Modelo de evolução geotectônica dos Andes centrais entre o Carbonífero e o Eo-Triássico. Modificado de Mpodizis & Ramos (1990).

O regime extensional que caracterizou o Gondwana no limite Permo-Triássico gerou uma intensa atividade magmática. O amplo predomínio das rochas vulcânicas ácidas em relação às básicas levou Zeil (1981) a interpretar que a origem desse magmatismo estaria exclusivamente associada ao fenômeno extensional que se implantou na margem ocidental do Gondwana.

Dois episódios magmáticos são definidos por diferentes autores para o Ciclo Choiyoi (Llambías & Sato, 1990, 1995; Mpodizis & Kay, 1990; Parada, 1990; Kleiman, 1993). O primeiro possui caráter intermediário, gerado entre 275 e 263 Ma, e o segundo de caráter ácido, datado entre 257 e 243 Ma (Llambías & Sato, 1995).

Ramos & Kay, (1991) e Llambías & Sato (1995) sugerem que o primeiro episódio teve origem em crosta continental espessa, intrudindo-se em ambiente de intraplaca por fusão parcial em alto grau de níveis crustais profundos a médios sobre um regime tectônico extensional pós-colisional.

É essa extensão generalizada que desencadeia a formação das bacias sedimentares Triássicas do Gondwana.

As bacias triássicas são consideradas por diversos autores como bacias do tipo rifte (Uliana *et al.*, 1989; Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1992; Kokogian *et al.*, 1993; entre outros) (**Figura 6**) com geometrias de meio-gráben (Spalletti, 1997), sendo que na Bacia de Ischigualasto-Villa Unión a geometria do meio-gráben é, mais ou menos, uniforme (Milana & Alcober, 1995)

Segundo Mpodozis & Kay (1990), o regime extensional responsável pela geração das bacias Triássicas está relacionado aos processos de adelgaçamento crustais e distensão pós-colisionais do Neo-Paleozóico. Segundo Spalletti (1997), as bacias sedimentares Triássicas caracterizam-se por sistemas de rifte passivos, gerados por mecanismos de cisalhamento simples e colapso extensional de regiões orogênicas, possibilitando a intrusão de magmas básicos de alta temperatura. O autor não descarta a hipótese, para as etapas finais de preenchimento das bacias, da associação com esforços transtrativos ao longo de descontinuidades crustais (suturas) de grande escala. A possibilidade da geração das bacias Triássicas ter ocorrido por transcorrência foi levantada por Uliana *et al.* (1989), Rapela *et al.* (1992) e Tankard *et al.* (1995).

Segundo Ramos & Kay (1991), as bacias Triássicas são sistemas de riftes desconectos entre si no início da evolução tectônica das bacias e, limitados por lineamentos tectônicos de primeira ordem em escala continental, relacionados a zonas de suturas crustais, formadas durante a acreção de sucessivos terrenos, como Cuyania e Chilenia.

As bacias sedimentares triássicas podem apresentar diversos estados de preenchimento vinculados com a atividade dos sistemas de falhas, aportes sedimentares e intensidade do vulcanismo síncrono à sedimentação.



Figura 6: Principais bacias extensionais geradas durante o Triássico com suas respectivas bordas ativas, que se caracterizam pelas principais descontinuidades crustais pré-existentes na região. Modificado de Spalletti (2001).

3.4 - O Ciclo Orogênico Andino (Jurássico ao Cenozóico)

Durante o Cretáceo Inferior a região de retroarco esteve controlada, tal qual o arco, por processos extensionais iniciados no limite Jurássico-Cretáceo

e gerados pelo desenvolvimento de uma zona de subducção tipo Marianas (Ramos, 1988; Mpodozis & Ramos, 1989) (**Figura 7 - a**). Esse sistema extensional esteve estritamente vinculado à abertura do oceano Atlântico Sul, precedido pelos importantes sistemas de riftes gondwânicos Triássicos. É essa extensão que gera a bacia rifte de Salta e as bacias de retro-arco de Neuquén, Rio Mayo e Magallanes. O arco magmático localizava-se na Cordilheira Costeira e o regime extensional é resultado da elevação do gradiente termal, que induziu estiramento crustal, e, ao mesmo tempo deposição de espessa pilha de sedimentos e metamorfismo regional.

Durante o Cretáceo Inferior a Médio o regime extensional cessa e dá início à transição para uma tectônica compressiva (**Figura 7 - b**), que se estabelece no Cretáceo Superior, iniciou-se a deformação e inversão tectônica (**Figura 7 - c**).

Essa mudança do regime tectônico gera o fechamento das bacias de intra e retroarco e a migração do arco magmático para o leste. O fechamento dessas bacias está associado ao encurtamento produzido pelo Aconcágua *Fold-Thrust belt*. A falta de vulcanismo expressivo de idade Cenozóica na região é atribuída ao baixo ângulo da placa oceânica consumida.

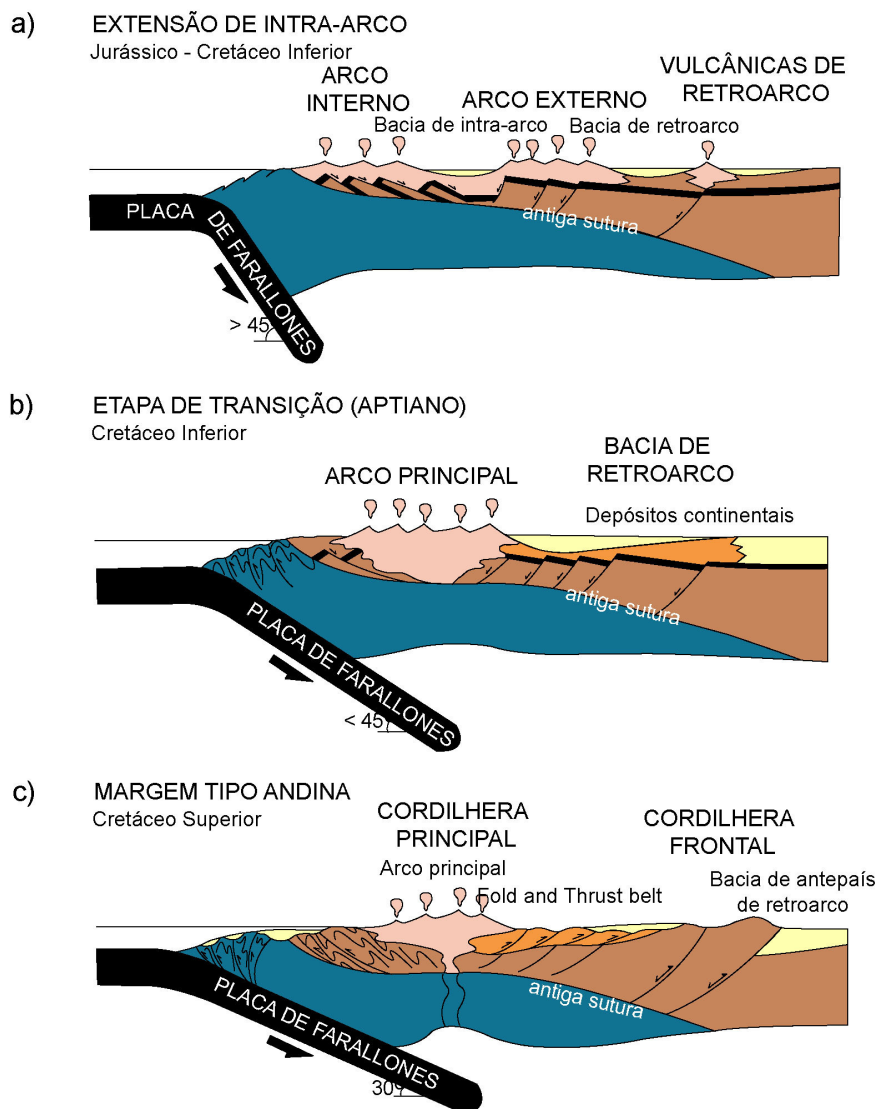


Figura 7: Modelo de evolução geotectônica durante o Mesozóico (Ciclo Orogênico Andino). Modificado de Ramos (1999).

- A) Evolução durante o Jurássico e o Cretáceo Inferior, onde a paleoplaca de Farallones era subductada com ângulo superior a 45° graus, gerando extensão de intra-arco;
- B) Evolução durante o Cretáceo Inferior, onde a paleoplaca de Farallones diminuiu o seu ângulo de subducção, que se tornando inferior a 45° graus, gera bacia de retro-arco em função da migração do arco em direção à fossa, e;
- C) Evolução durante o Cretáceo Superior, onde a paleoplaca de Farallones diminuiu ainda mais o seu ângulo de subducção estabelecendo-se uma margem do tipo andina, com inclinação da placa subductada de 30° graus, gerando cavalgamentos na região de retro-arco e *gap* de vulcanismo.

Durante o Cenozóico (Mioceno-Pleistoceno), instala-se, na margem ocidental do Gondwana, um regime compressional relacionado à Orogenia Andina, que gerou a reativação de antigas zonas de fraquezas crustais. A bacia de Ischigualasto-Villa Unión foi então soerguida, pela inversão tectônica da sutura do Vale Fértil e de outras falhas relacionadas.

Segundo Guadagnin (2004) a bacia de Ischigualasto-Villa Unión foi soerguida durante o Mioceno, de forma escalonada, controlada pelas principais descontinuidades geológicas do embasamento. As amostras da formação Talampaya analisadas por Traço de Fissão em apatita obtiveram as maiores temperaturas (em torno dos 100^o C) a 5 Ma.

A **Figura 8** mostra a evolução termal de uma amostra coletada na Serra do Vale Fértil e analisada por Traços de Fissão em Apatitas por Guadagnin (2004), que apresenta os principais eventos de soerguimento e denudação da Bacia e regiões adjacentes.

No Triássico Inferior a região de estudo sofreu uma rápida subsidência, associada geração da bacia de Ischigualasto-Villa Unión. Durante o Jurássico e o Cretáceo Inferior, as rochas da bacia sofreram uma leve diminuição da temperatura, associado a um soerguimento, gerado por compensações isostáticas. Durante o Cretáceo Médio ao Mioceno, a região de estudo sofre uma subsidência associada a um contexto de *Foreland*, gerado por carregamento crustal. O soerguimento da bacia de Ischigualasto-Villa Unión se dá bruscamente durante o Mioceno, de forma escalonada, iniciando em torno de 12 Ma.

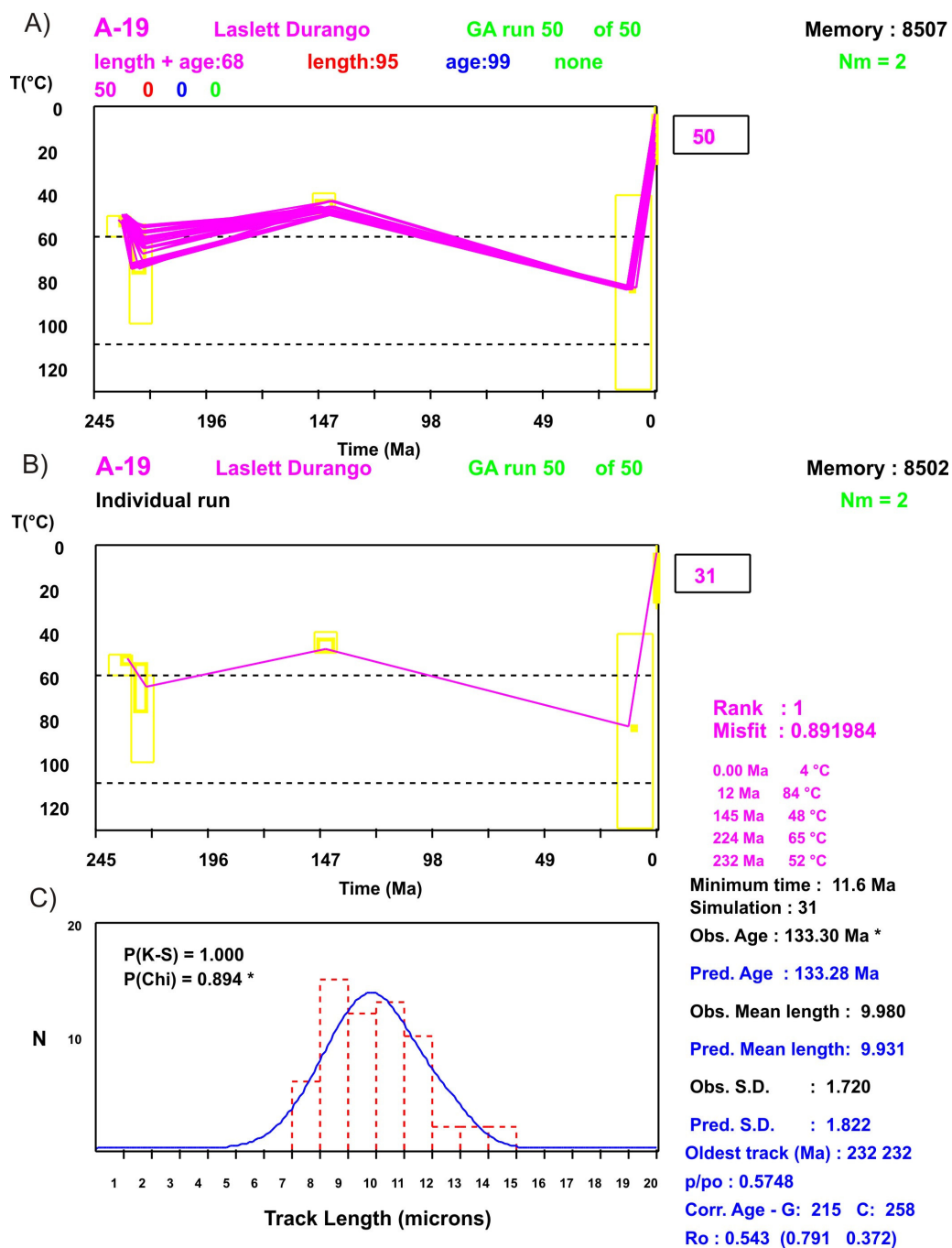


Figura 8: História térmica da amostra A-19 do embasamento adjacente a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Serra do Vale Fértil), com utilização do programa MonteTracks e modelo de Laslett Durango – a) Todas as curvas simuladas; b) Curva de melhor ajuste; c) Histograma de distribuição do comprimento de traços confinados. Modificado de Guadagnin (2004).

4. Evolução do conhecimento Científico na bacia de Ischigualasto-Villa Unión

4. Evolução do conhecimento Científico na bacia de Ischigualasto-Villa Unión

O primeiro registro referente ao Triássico argentino decorre de Darwin, que em 1846, numa viagem de Buenos Aires a San Juan, descreveu troncos fossilizados de *Araucarites* (*Araucarioxylon protoaraucana*) (*apud* Brea, 1997) na região de Paramillos de Uspallata.

Em 1870, o presidente da Argentina, Domingos Sarmiento, sanciona uma lei, que oferecia 25000 pesos fuertes para o descobridor de uma mina de carvão, a fim de implantar um sistema ferroviário em todo o país.

A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión só foi descoberta quatro anos depois, em 1874, pelo geólogo Steizner, que descreveu os sedimentos numa viagem de San Jose de Jachal a Patquia. A Steizner também se devem os primeiros trabalhos científicos (Steizner, 1885, 1923-24), que exibiam mapas da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, a sul da serra de Famatina e a norte da serra de La Huerta.

Uma descrição completa da estratigrafia da região do Cerro Morado foi feita por Bondembender (1911), que descreveu 5 unidades:

- **Paganzo III:** arenitos e conglomerados vermelhos com mais de 200 metros de espessura. Triássico.

- **Piso I:** arenitos cinza amarelados com espessura entre 400 e 500 metros com restos de *Thinnfeldia*. “Rético”.
- **Piso II:** margas com concreções e arenitos amarelados com espessura entre 400 e 500 metros. “Rético”.
- **Piso III:** arenitos avermelhados com espessura inferior a 100 metros. “Jurássico”.
- **Piso IV:** arenitos de coloração vermelho vivo com mais de 300 metros de espessura. “Cretáceo Andino Superior”.

O autor, além da subdivisão de unidades, publica um mapa dos afloramentos triássicos da região do Cerro Morado e El Chiflón-La Torre (ver **Figura 1**).

Esse trabalho sofre pequenas modificações, feitas por Groeber & Stipanovic (1953) nos pisos III e IV, atribuindo-os também ao Triássico, que publicam uma versão atualizada.

Com respeito aos registros fossilíferos, Huene (1931) descreveu pegadas na formação Los Rastros, evidenciando a existência de vertebrados na bacia. Frenguelli (Cabrera, 1943) foi o primeiro a coletar fósseis de ossos na bacia, na formação Ischigualasto.

Frenguelli (1944) gera uma nova coluna estratigráfica e denomina a bacia de “**Ischigualasto-Ischichuca**”.

4. Estratos de Gualo

SÉRIE DE ISCHIGUALASTO-ISCHICHUCA:

3. Estratos de Ischigualasto
2. Estratos de Los Rastros
1. Estratos de Ischichuca

Posteriormente, Groeber & Stipanovic (1953), geram duas sínteses dos conteúdos científicos sobre a bacia, modificando o quadro de Frenguelli & Ramaccioni, rebatizando os Estratos de Gualo como **Estratos de Los Colorados**, seguindo a definição de de la Mota (1949).

Romer & Jensen (1966) definem melhor a parte inferior da coluna estratigráfica da bacia, na zona de Talampaya-Gualo, individualizando novas formações e coletando belíssimas coleções de fósseis. Esses trabalhos tiveram prosseguimento com pesquisadores locais, liderados por José Bonaparte, onde foram solucionados problemas paleo-faunísticos e estratigráficos.

Abaixo, encontram-se as descrições originais das Lito-Formações que preenchem a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, além da região onde foram definidas, em ordem decrescente em idade.

- **Formação Talampaya:** reconhecida por Romer (1966) e descrita por Romer & Jensen (1966), que agrupam na formação um conjunto de estratos bem expostos no rio Talampaya.

Compõe-se de uma sucessão bastante uniforme de sedimentos de cor vermelho pálido, integrada por delgados extratos de arenitos de grão fino, que se estendem até o norte por Aicuña, Tambillos e Cuesta de Miranda (Stipanivic & Bonaparte, 1972).

Segundo Stipanivic & Bonaparte (1979), as formações Talampaya-Tarjados correspondem, de forma aproximada, aos estratos de Paganzo III, de Bodenbender (1911), embora os autores não os definam na mesma área. Paganzo III foi definido por Bodenbender (1911) na região do Cerro Bola, enquanto Talampaya e Tarjados foram definidos por Romer (1966) e Romer & Jensen (1966) na região do rio Talampaya.

- **Formação Tarjados:** reconhecida por Romer (1966) e descrita por Romer & Jensen (1966) na região de Talampaya-Gualo.

O membro inferior começa com um conglomerado de base, discordante sobre a formação Talampaya, com espessura entre 2 e 3 metros, sucedidas por 130 metros de arenitos vermelhos, com cores vivas, que se alternam com pelitos vermelhos pardos e opacos. O membro superior compõe-se de 120 metros de arenitos, em sua maior parte brancos, porém ao norte a formação apresenta, em geral, cores vermelhas (Romer & Jensen, 1966).

- **Formação Ischichuca (Los Chañares):** descrita primeiramente por Frenguelli & Ramaccioni (*in* Frenguelli, 1944) na região do cânion Ischichuca Grande.

Segundo Frenguelli & Ramaccioni, apresenta na base *fan* conglomerados intercalados com tufos e tufos retrabalhados, na seção média, uma alternância de arenitos, pelitos e carbonatos e no topo uma intercalação entre arenitos, pelitos tufáceos e carbonosos.

A formação Los Chañares foi reconhecida por Romer (1966) e primeiramente descrita por Romer & Jensen (1966) na região de Talampaya-Gualo.

Segundo Bonaparte (1967, 1969), a formação Los Chañares equivale à formação Ischichuca, já que se observam mesmas características megascópicas, litológicas e conteúdo fossilífero. Sendo assim, a formação Los Chañares perde validade estratigráfica, sendo interpretada como uma variação lateral da formação Ischichuca.

A formação Ischichuca possui espessuras variadas na bacia, de 75 metros (formação Los Chañares, Romer & Jensen, 1966) a 200 metros (Hoyada de Ischigualasto).

- **Formação Los Rastros:** descrita primeiramente por Frenguelli & Ramaccioni (*in* Frenguelli, 1944) na região do cânion homônimo. A formação Los Rastros equivale exatamente ao Piso I (Rético) de Bondenmender (1911). Possui espessuras variadas na bacia, apresentando 1000 metros na Hoyada de Ischigualasto, 470 metros na região do Cerro Bola e 200 metros na região de Gualo (Stipanovic & Bonaparte, 1972).

Em sua porção inferior predominam arenitos cinzas de grão fino a médio, enquanto que na porção superior dominam tufos argilosos de coloração acinzentada intercalados com arenitos. Em todo o intervalo da formação Los Rastros são freqüentes as camadas delgadas de carvão e pelitos carbonosos, com 50 centímetros de espessura média (Frenguelli, 1948; Heim, 1949; Borrello, 1954).

- **Formação Ischigualasto:** descrita primeiramente por Frenguelli & Ramaccioni (*in* Frenguelli, 1944) na região da Hoyada de Ischigualasto. Equivale aos Pisos II e III (Rético) de Bondembender (1911).

Apresenta espessura variando entre 500 e 600 metros em sua seção tipo, 900 metros na região do Cerro Bola (Yrigoyen & Stover, 1970) e 175 metros na região de Talampaya, arroio Água Escondida (Stipanivic & Bonaparte, 1972).

Sua sedimentação inicia com conglomerados, descritos primeiramente por Frenguelli & Ramaccioni (*in* Frenguelli, 1944), que os posicionavam estratigraficamente no final da formação Los Rastros, porém, Yrigoyen & Stover (1970) o colocam na base da formação Ischigualasto, o que é aceito nesse trabalho. Sobre o “Conglomerado de La Peña” ocorre um nível de tufos bentoníticos, datado por Rogers *et al.* (1993) pelo método Ar-Ar, com idade de 228.5 ± 0.3 Ma (limite meso-neo triássico).

Após, a sedimentação torna-se homogênea na base, com intercalações de arenitos, conglomerados, pelitos e tufos. Na porção mediana, há o predomínio de argilas e, no topo, ocorrem intercalações de arenitos com conglomerados com freqüentes concreções esféricas (Stipanivic & Bonaparte, 1972).

- **Formação Los Colorados:** descrito primeiramente por Bossi (1970) na região da Hoyada de Ischigualasto. Equivale ao Cretáceo Superior Andino de Bondembender (1911) e aos Estratos de Gualo de Frenguelli & Ramaccioni (*in* Frenguelli, 1944, 1948).

Apresenta espessuras muito variadas, possuindo 1000 metros ao norte do Cerro Rajado e, no cânion de Ischichuca, tem somente 95 metros no arroio Água Escondida (Stipanivic & Bonaparte, 1972).

Ortiz (1968) e Yrigoyen & Stover (1970) descrevem uma leve discordância angular na base da formação, porém Frenguelli (1944, 1948) e Groeber & Sripanicic (1953) descrevem o contato inferior da formação como concordante à formação Ischigualasto.

Estudos micropaleontológicos começaram a ser freqüente a partir de 1965, gerando um valioso acervo de informações cronológicas ao triássico, destacando-se os trabalhos de Herbst (1965, 1970, 1972).

Nas duas últimas décadas foram publicados diversos trabalhos com respeito ao magmatismo permo-eotriássico, definindo manifestações vulcânicas de arco, retroarco e intraplaca, sendo os mais importantes os de Linares *et al.* (1980), Kay *et al.* (1989), Llambías *et al.* (1990, 1993), Llambías & Sato (1990, 1995) e Ramos (1993).

Nos últimos anos surgiram três trabalhos sobre análises paleoambientais. Kokogian *et al.* (1987) fizeram a análise paleoambiental da Bacia de Ischigualasto-Villa Union inteira, Spalletti (2001) da formação Ischigualasto e Casselli *et al.* (2001) da formação Los Colorados.

Nos últimos 5 anos surgiram trabalhos sobre termocronologia por traços de Fissão em apatita na região dos Andes Centrais, destacando-se os de Ávila (2003) e Guadagnin (2004), nas Bacias de Cuyo e Ischigualasto-Villa Unión, respectivamente, que caracterizam principalmente a deformação e inversão das bacias durante o Cenozóico.

5. Resultados Obtidos

5. Resultados Obtidos

Os resultados obtidos nesta dissertação encontram-se no artigo abaixo, intitulado "Comparação estratigráfica e isotópica (Sm-Nd) das regiões do Cerro Morado e La Torre, bacia de Ischigualasto-Villa Unión, NW argentino", submetido no Boletim de Geociências da Petrobrás. O artigo está formatado segundo as normas da mesma.

Assunto:	artigo submetido ao BGP
De:	ejmilani@petrobras.com.br
Data:	Qua, Dezembro 28, 2005 7:59 am
Para:	eduardogeo@pop.com.br (menos) farid.chemale@ufrgs.br
Programa:	Lotus Notes Release 5.0.11 July 24, 2002
Opções:	Ver cabeçalho completo Ver Versão para Impressão Guardar enderecos

Caros colegas: acuso o recebimento do manuscrito "Correlação estratigráfica e isotópica...", de vossa autoria. O mesmo será encaminhado a dois revisores de nosso Corpo Consultivo, e tão logo eu tenha alguma avaliação, lhes informarei.

sds, bom 2006!

Edison José Milani
Coordenador do Comitê Editorial
Boletim de Geociências da Petrobras

Correlação estratigráfica e isotópica (Sm-Nd) das regiões do Cerro Morado e La Torre, Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, NW da Argentina.

Stratigraphic and isotopic (Sm-Nd) correlation of Cerro Morado and La Torre regions, Ischigualasto-Villa Unión Basin, NW of Argentina

Eduardo Guadagnin^{1, 2}, Farid Chemale Jr.¹, Ivo Antônio Dussin¹, Guilherme Saut Schroeder¹, Christian Corrêa Born¹ e Felipe Guadagnin¹.

¹Laboratório de Geologia Isotópica – UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500. Prédio 43129 – Porto Alegre - RS - CEP 91501-970

² Bolsista do programa PRH-12 (ANP-UFRGS)

RESUMO

A Bacia Ischigualasto-Villa Unión foi gerada no Triássico pela reativação de descontinuidades crustais pré-existentes, durante os estágios finais do Gondwanides. Estudos estratigráficos e isotópicos são utilizados para comparar o preenchimento sedimentar e proveniência de duas áreas chave da bacia, Cerro Morado e La Torre, nas quais afloram as unidades da seção rifte basal, com um sistema aluvial-fluvial, na base, e lacustre-deltaico, na porção superior.

O sistema deposicional aluvial-fluvial (Fm. Tarjados) divide-se em associações de fácies de leque aluvial, canal fluvial, barras longitudinais e planície de inundação. A interdigitação vertical e lateral caracteriza um sistema fluvial braided, marcado pela migração lateral de barras longitudinais e canais com planície de inundação pouco desenvolvida. O sistema deposicional lacustre-deltaico (Fm. Lomas Blancas e Los Chañares) é dividido em associações de fácies de lago, pró-delta, frente deltáica e planície deltáica. Esse sistema lacustre é preenchido por um delta tipo Gilbert com contribuição de cinzas piroclásticas.

Os dados isotópicos da Formação Tarjados evidenciam maiores Idades Modelos (T_{DM}) no Cerro Morado, variando entre 1,60 e 1,33 Ga, enquanto que em La Torre variam entre 1,03 e 1,30 Ga, sugerindo a presença de dois meio-grábens, com contribuições de diferentes áreas fonte. As Formações Los

Chañares e Lomas Blancas possuem Idades Modelo (T_{DM}) em torno de 1,0 Ga, indicando proveniência sedimentar oriunda de um terreno de idade grenviliana (Terreno Cuyana).

ABSTRACT

The Ischigualasto-Villa Unión Basin was formed in the Triassic due to reactivation of the pre-existing crustal discontinuities, during late stages of the Gondwanides.

Stratigraphic and isotope studies are used to compare the sedimentary infilling and provenance of two key areas of the basin, the Cerro Morado (CM) and La Torre (LT) zones, which are represented by basal alluvial-fluvial system and upper lacustrine-deltaic as part of earlier rifting.

The alluvial-fluvial depositional system (Tarjados Fm.) is divided in facies associations of alluvial fan, channel, longitudinal bars and flood plain. A vertical and lateral facies variation is recognized as braided fluvial system, marked by lateral migration of longitudinal bars and channels with a flood plain weak developed. The lacustrine-deltaic system (Lomas Blancas and Los Chañares Fm.) is divided into facies associations of lake, pro-delta, delta front and delta plain. The lacustrine system was fed by a Gilbert type delta and well characterized by the contribution of pyroclastic ashes.

The isotopic data of Tarjados Fm. point to the oldest model ages (T_{DM}). In the CM area it ranges from 1.60 to 1.33 Ga, while in the LT area are positioned between 1.03 to 1.30 Ga, suggesting contribution of different source areas in the two distinct hemi-grabens separated by a structural high. The Los Chañares and Lomas Blancas formations show dominant model ages close to 1.0 Ga, suggesting provenance of a grenvilian-age terrane (terreno Cuyana).

(Expanded abstract available at the end of the paper)

Expanded Abstract

In the Eotriassic the proto margin of Western Gondwana has been strongly affected by an expressive extensional event, which gave rise to several en echelon NNW-SSE trending sedimentary basins with volcanogenic contribution. This large-scale extensional rifting was associated with transtensional tectonics of the late stage of Gondwanides where the early crustal discontinuities formed

by the terrane accretion, such as Cuyania and Chilenia, played a very important role (Ramos, 1988).

One of these rift basins is the Ischigualasto-Villa Unión (IVU) Basin (Stipanovic and Bonaparte, 1972), a NW-SE elongated basin filled by Triassic sedimentary rocks with some volcanoclastic and volcanic contribution. It is westerly limited by the Bermejo River, where occurs the Eopaleozoic Valle Fertil suture. During the Triassic this suture has been reactivated as the active border of the IVU Basin.

Our main purpose is to review the basin stratigraphy of the IVU Basin, in the Cerro Morado and La Torre region, where the lower stratigraphic record is exposed. In order to correlate these regions and define the main source areas, stratigraphic techniques and Sm-Nd isotope data has been used. Furthermore we characterize the main tectonic events to present an evolution model for the basin.

The lower stratigraphic units of both regions are represented by alluvial-fluvial deposits of the Tarjados Fm (sensu Romer and Jensen, 1966). Lacustrine-deltaic sediments set up the upper section of these areas and are described as Los Chañares Fm. (sensu Frenguelli, 1944), in the Cerro Morado, and Lomas Blancas Fm. (sensu Bossi and Herbst, 1968), in the La Torre region. Intrusive alkaline basic rocks overlay the upper section units in both regions.

The depositional alluvial-fluvial system is divided into the following facies associations: alluvial fan, channel, longitudinal bars and flood plain. A lateral and vertical interfingering of these facies associations is recognized and suggests a sandy braided fluvial system marked by lateral migration of the longitudinal bars and channels with a weakly developed flood plain and alluvial deposition. This system is a high energy one areal and had a high input of coarse sediments with variation of discharge and depth of fluvial channels.

The isotopic data of the alluvial-fluvial units for the Tarjados Fm. show older Nd Model Ages (T_{DM}) in the Cerro Morado region, ranging from 1.60 to 1.33 Ga, whereas in the La Torre region the values vary from 1.30 to 1.03 Ga. The combined stratigraphic, sedimentological and isotope informations point to distinct sources for both regions during the sedimentation of Tarjados unit, representing two compartmented regions or two independent hemi-grabens. The Loma Negra Range, situated between the two regions, is interpreted to be

the structural high which divided these hemi-grabens during the Tarjados Fm. deposition.

During this stage a mechanical subsidence is reported due to the border fault activity. Great space accommodation was therefore produced and the basement highs were eroded, inducing a fast erosion of the basin source areas and sedimentation of the alluvial-fluvial system.

Overlying these units is exposed the lacustrine-deltaic system with lake, pro-delta, delta front and delta plain facies associations. The most distal facies units occur in the La Torre region. The lacustrine was characterized by continuous sedimentation with pyroclastic ash and feeded by Gilbert-type delta river-dominated. This system corresponds to a retrogradational set of five parasequences in the La Torre region, indicating a lacustrine transgression.

The Los Chañares Fm., in the Cerro Morado region, has Nd Model Ages (T_{DM}) varying from 1.36 to 0.90 Ga. Similar values are also obtained for the samples of the Lomas Blancas Fm., situated in the La Torre region, ranging from 1.35 to 0.99 Ga. Therefore model ages are mostly close to 1.0 Ga in both regions and point to a Grenvillian age for the source rocks of the deltaic-lacustrine sediments, situated in the Cuyana terrane. These youngest model ages do correspond to more pyroclastic contribution in sediments. These data support that during the lacustrine transgression there is input of same source area with overlapping of the structural high which was exposed during the deposition of the lower units.

Diabases of Los Baldecitos Fm. intruded the sedimentary sequence at 130 Ma and have Nd Model Ages from 0.51 to 0.33 Ga. These basic rocks are interpreted to be formed from a modified mantle during the Gondwanides related to slab break-off of oceanic crust due to collision of Cuyania microcontinent to the Gondwana proto margin.

The sedimentological, stratigraphic and isotope data suggest that Cerro Morado and La Torre regions can be interpreted as two distinct hemi-grabens at the time of the alluvial-fluvial phase, separated by a structural high, which have been connected during the deltaic-lacustrine transgressive phase.

(CAPÍTULO) Introdução

A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Stipanovic e Bonaparte, 1972) tem forma alongada no sentido NW-SE e encontra-se preenchida por rochas ígneas e sedimentares triássicas. Está limitada a norte pelas Serras de Maz e de Famatina, a leste, pelas Serras de Sañogasta, Vilgo e Paganzo; ao sul, pela Serra do Vale Fértil; e, a oeste, pelo Vale do Rio Bermejo, no qual se encontra a Zona de Sutura do Vale Fértil (ver [Figura 1](#)).

Neste trabalho é feita uma revisão da estratigrafia da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, detalhando-se duas áreas-chave de seu registro estratigráfico inferior, nas regiões do Cerro Morado e de La Torre. Nestas regiões foram levantados perfis estratigráficos colunares e feitas análises isotópicas (Sm-Nd em rocha total), com o objetivo de estabelecer uma correlação entre seus registros estratigráficos e suas áreas fonte.

“INSERIR FIG. 1”

(CAPÍTULO) Contexto Geológico

As rochas triássicas da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión ocorrem de forma discordante sobre o embasamento granítico-gnáissico paleozóico e sedimentos permo-carboníferos da Bacia de Paganzo. O limite oeste, interpretado como a borda de sedimentação ativa, é condicionado por um plano de descontinuidade física que separa blocos com características reológicas distintas, denominado de Sutura do Vale Fértil. Esta possui direção NW-SE e tem sua gênese associada à amalgamação do Terreno Cuyania à margem sul-ocidental do Gondwana, em torno de 435 Ma (Ramos, 2000).

Após o regime compressional do final do Paleozóico, mais precisamente na transição Permiano-Triássico, instala-se na região oeste do Gondwana intenso processo extensional com reativação de falhas paleozóicas e vulcanismo associado (Uliana e Biddle, 1988), conhecido como Ciclo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993). É esse evento que marca o início do Ciclo Gondwânico, contemporâneo à geração das bacias triássicas Argentinas.

Essas bacias são consideradas por diversos autores como do tipo rifte (Uliana *et al.*, 1989; Ramos e Kay, 1991; Ramos, 1992; Kokogian *et al.*, 1993; entre outros) com geometria de meio-gráben (Milana e Alcober, 1995).

Segundo Mpodozis e Kay (1990), o regime extensional responsável pela geração destas bacias está relacionado aos processos de adelgaçamento crustal e distensão pós-colisionais do Paleozóico Superior. Já Spalletti (2001) interpreta-as como sistemas de rifte passivos, gerados por mecanismos de cisalhamento simples e colapso extensional de regiões orogênicas, possibilitando a intrusão de magmas básicos de alta temperatura.

A formação da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión está, portanto, vinculada diretamente ao desenvolvimento de importante regime extensional ocorrido durante o Triássico na região central andina. É este evento que reativa estruturas pré-existentes e gera falhamentos direcionais e normais, acompanhado por manifestações vulcânicas e piroclásticas, iniciadas no limite Permiano-Triássico e ativas durante grande parte de sua evolução.

Segundo Guadagnin (2004), eventos compressionais ocorridos no Cenozóico Superior, conectados à Orogenia Andina, provocaram o soerguimento diferenciado das rochas desta bacia, gerando estruturas deformacionais rúpteis (falhas normais, inversas e transcorrentes). Esses eventos ocasionaram inversões tectônicas na bacia, compartimentando-a em blocos com distintos movimentos tectônicos, com rejeitos oblíquos e verticais, controlados principalmente pelas descontinuidades crustais pré-existentes na região.

(CAPÍTULO) Trabalhos Anteriores

As rochas da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión foram primeiramente descritas pelo geólogo Stelzner em 1874, a quem se devem os primeiros trabalhos científicos (apud Stelzner, 1925). Após essa data, a bacia foi extensivamente estudada por diversos pesquisadores. Bodenbender (1911) apresenta um mapa dos afloramentos triássicos das regiões do Cerro Morado e de El Chiflón-La Torre, subdividindo o registro sedimentar em cinco unidades. Seguiram-se trabalhos de diversos autores que definiram seu preenchimento sedimentar nas seguintes unidades:

I – Formações Talampaya e Tarjados (Romer e Jensen, 1966), pertencentes ao Triássico Inferior;

II - Grupo Água de La Peña (Bossi, 1971), composto pelas Formações Ischichuca-Los Chañares e Los Rastros (Frenguelli, 1944), pertencentes ao

Triássico Médio, e, Ischigualasto (Frenguelli, 1944) e Los Colorados (Bossi, 1971), do Triássico Superior.

Com respeito aos registros fossilíferos, Huene (1931) descreveu icnofósseis na Formação Los Rastros, evidenciando a existência de vertebrados na bacia. Os primeiros fósseis de vertebrados foram coletados por Frenguelli (Cabrera, 1943), na Formação Ischigualasto.

Diversos trabalhos foram publicados com respeito ao magmatismo permotriássico e sua relação com a evolução estrutural da área, definindo manifestações vulcânicas de arco, retroarco e intraplaca (Linares et al. (1980), Kay et al. (1989), Llambías et al. (1990,) e Ramos (1993).

Nos últimos anos surgiram trabalhos sobre análises paleoambientais, destacando-se o de Kokogian et al. (1987), que apresentam uma análise paleoambiental da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión. Já Spalletti (2001) e Casselli et al. (2001) discorrem sobre as Formações Ischigualasto e Los Colorados, respectivamente.

O primeiro modelo de evolução tectono-sedimentar foi proposto por Milana e Alcober (1995), onde subdividem o preenchimento sedimentar em duas etapas tectônicas de sin-rifte, sendo cada uma delas procedidas por uma etapa de pós-rifte. A primeira etapa de rifteamento está representada pelas Formações Talampaya, Tarjados e Ischichuca-Los Chañares, sendo a Formação Los Rastros expressão da fase termal subsequente. A segunda etapa sin-rifte é composta pela Formação Ischigualasto, com a Formação Los Colorados correspondendo à etapa pós-rifte posterior.

Zerfass (2003) apresenta um modelo de evolução baseado na interpretação seqüencial do registro estratigráfico e define duas seqüências de segunda ordem, subdivididas em tratos de sistemas. Este autor não considera as Formações Talampaya e Tarjados como pertencente à Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, uma vez que as descreve como geradas em um ambiente de “foreland”.

A geologia da região de La Torre foi primeiramente estudada por Bossi e Herbst (1968), que definem a Formação La Torre e o Grupo Chiflón, este composto pelas Formações Lomas Blancas e Rio Chiflón. Apresentam também um mapa geológico e um perfil estratigráfico detalhado da região.

A Formação La Torre, que está apoiada em discordância diretamente sobre o embasamento Paleozóico, foi subdividida em duas seções, uma inferior e outra superior, limitadas geograficamente por um dique de diabásio com direção N-S. A oeste desse dique se localiza a seção inferior e a leste a seção superior. Considera-se neste trabalho, que a porção inferior da Formação La Torre, seja equivalente a Formação Tupe, da Bacia permo-carbonífera de Paganzo, e que a seção superior corresponda à Formação Tarjados (Romer e Jensen, 1966). Guirin (1993) subdivide a Formação Lomas Blancas em dois membros, um inferior, depositado em ambiente fluvial, e outro superior, depositado em ambiente lacustre-deltaico. A sedimentologia das fácies lacustre-deltaicas é descrita por Guirin et al. (1994). Esses autores a descrevem como sotoposta em discordância com a Formação Rio Chiflón, e intrudida por um lacólito de diabásio, de idade Juro-Cretácea, este correlacionável à Formação Los Baldecitos, descrita na região do Cerro Morado.

(CAPÍTULO) Métodos

A fim de comparar a proveniência dos sedimentos das duas regiões de interesse (Cerro Morado e La Torre), as seguintes estratégias metodológicas foram adotadas neste trabalho, a saber: (i) a análise estratigráfica, utilizando-se dos conceitos da estratigrafia, para definir o arcabouço estratigráfico das regiões em estudo; e (ii) a análise isotópica Sm-Nd, em rocha total, para caracterizar e comparar as áreas fonte das duas regiões estudadas (veja detalhamento abaixo).

(ITEM) Análise estratigráfica

A análise estratigráfica foi efetuada com o auxílio de perfis colunares verticais levantados em campo, nas regiões do Cerro Morado e do Cerro La Torre (ver Figura 2).

Nas duas áreas, as camadas mergulham suavemente para leste (em torno de 10°), de forma que os perfis foram levantados de oeste para leste a partir do nível topográfico onde aflora a camada mais basal da seção (ver Figura 2). No Cerro Morado, em função do recobrimento de parte do perfil por leques aluviais atuais, este teve de ser levantado de forma composta.

“INSERIR FIG. 2”

As fácies sedimentares foram definidas a partir de seus atributos físicos, como geometria das camadas, granulometria, aspectos texturais, estruturas sedimentares e paleocorrentes, e depois agrupadas em associações de fácies. As paleocorrentes foram medidas através de estratificação cruzada acanalada, imbricação de clastos e ripples.

Dessa forma, foi possível caracterizar melhor os sistemas deposicionais que preenchem as duas áreas em questão, que, por sua vez, direcionou a amostragem executada e auxiliou na interpretação dos dados isotópicos.

(ITEM) Análise isotópica de Sm-Nd

A análise isotópica de Sm-Nd foi efetuada em 32 amostras de rochas sedimentares e ígneas hipoabissais coletadas em ambos os perfis estratigráficos levantados em campo. Foram coletadas amostras pertencentes a todas as associações de fácies, exceto aquela correspondente aos Leques Aluviais, em função de sua granulometria. O embasamento sedimentar da bacia e rochas básicas hipoabissais do topo das seções foram também amostradas, para estudos comparativos.

As amostras foram pulverizadas e pesadas junto com traçador isotópico Sm^{149} - Nd^{150} . Foram dissolvidas em frasco de Teflon com adição de mistura de 7 ml HF-HNO_3 colocado em chapa quente por três a quatro dias. Após secagem, adicionaram-se 7 ml HCl 6N no resíduo, deixando-se na chapa quente de um a dois dias até dissolução completa da amostra. A amostra assim dissolvida foi passada em colunas com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh) com vista à separação dos Elementos Terras Raras (ETR).

Em seguida, a porção enriquecida com os ETR separados foi passada em colunas aniônicas com resina HDEHP LB-B50-A (100-200 μm), segundo a metodologia de Patchett e Ruiz (1987). Cada amostra foi seca e depositada com H_3PO_4 0,25 N em filamento simples de Ta, para o Sm, e no filamento externo com arranjo triplo Ta-Re-Ta, para o Nd.

As razões isotópicas foram medidas no modo estático no espectrômetro de massa multicoletor VG 54 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Normalmente, foram medidas 100 razões de isótopos de Nd com intensidade

de 0,2 a 1,0 volt do feixe de Nd¹⁴⁴. As razões de Nd foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. As análises foram ajustadas para variações do bias instrumental com uso do padrão interno Nd Spex = $0,511110 \pm 0.000014$. Os brancos obtidos durante as análises foram menores que 1000 pg para o Nd e menores que 200 pg para o Sm.

Idades de residência crustal (T_{DM}) foram calculadas utilizando o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981). Valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ foram calculados com base em idades disponíveis na literatura ou nas relações estratigráficas das unidades estudadas.

(CAPÍTULO) Sedimentologia

Os dois perfis estratigráficos foram levantados para caracterizar as associações de fácies, elementos arquiteturais e sistemas deposicionais, que preencheram a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión.

Ambos perfis possuem em sua porção inferior, depósitos aluviais-fluviais (Formação Tarjados) e em sua porção superior, depósitos lacustres-deltaicos (Formação Los Chañares, na região do Cerro Morado e, Formação Lomas Blancas, na região de La Torre). Sobre as últimas unidades, ocorre um lacólito de diabásio (Formação Los Baldecitos). O datum escolhido para a correlação entre os dois perfis foi o limite superior da Formação Tarjados, aqui considerado como uma superfície regional. Os sistemas deposicionais e suas respectivas associações de fácies são mostrados na Figura 3 e sua descrição encontra-se a seguir.

“INSERIR FIG. 3”

(ITEM) Sistema aluvial-fluvial

O sistema aluvial-fluvial foi subdividido nas seguintes associações de fácies:

(SUB-ITEM) Associação de Fácies I – AF I (Leque Aluvial)

A AF I é representada por camadas de conglomerados clastos-suportados com espessuras entre 1 e 4 metros, com base erosiva, geometria lenticular e pouca continuidade lateral. Apresentam estratificação horizontal e imbricação de clastos (Figura 4 - a). Seus clastos são decimétricos, subarredondados e com

baixa esfericidade, sendo constituídos por quartzo leitoso, feldspatos e litoclastos vulcânicos e sedimentares (intraclastos). Ocorrem também camadas areno-conglomeráticas (matriz-suportados) com espessura decimétrica, geometria lenticular e tabular, com matriz de areia média e clastos variando entre 2 e 30 centímetros, compostos principalmente por quartzo, feldspatos e litoclastos plutônicos (Figura 4 - b).

“INSERIR FIG. 4”

(SUB-ITEM) Associação de Fácies II – AF II (Canal Fluvial)

A AF II é representada por camadas lenticulares de espessura métrica, compostas por fácies conglomeráticas (Figura 5 - a), com incipiente estratificação cruzada festonada de médio porte, composta principalmente por clastos de quartzo leitoso, sienogranitos e de intraclastos de pelitos, provavelmente oriundos de erosão de depósitos da planície de inundação, com tamanhos variando de 2 a 10 centímetros. Ocorrem ainda camadas lenticulares decimétricas (Figura 5 - b), compostas por fácies arenosas com estratificação horizontal e cruzada festonada de médio porte. A interdigitação das faciologias ocorre pela variação da energia e profundidade do sistema fluvial durante a sua deposição.

“INSERIR FIG. 5”

(SUB-ITEM) Associação de Fácies III – AF III (Barras longitudinais)

A AF III aflora como camadas decimétricas com geometria tabular e lenticular compostas por fácies areno-conglomeráticas com estratificação cruzada festonada de médio porte e base erosiva (Figura 6 - a). A porção de granulometria mais grossa consiste de grãos de quartzo, feldspatos, litoclastos ígneos e intraclastos pelíticos alinhados segundo a estratificação (Figura 6 - b). Ocorrem ainda, camadas com espessuras entre 1 e 2 metros e geometria lenticular composta por fácies arenosas média a grossa. Possuem estratificações cruzada festonada e planar de pequeno a médio porte, compondo “sets” de 30 centímetros de espessura média com base erosiva (Figura 6 - c e d) e estratificação cruzada planar de baixo ângulo (Figura 6 - d).

“INSERIR FIG. 6”

(SUB-ITEM) Associação de Fácies IV – AF IV (Planície de Inundação)

A AF IV é formada por camadas de espessura centimétrica e geometria tabular compostas por fácies pelíticas e areníticas finas com estratificação plano-paralela, por vezes apresentando climbing ripples e gretas de contração (Figura 7 – a e b).

“INSERIR FIG. 7”

Estas associações de fácies, interdigitadas vertical e lateralmente, caracterizam um sistema fluvial braided arenoso, formado pela migração lateral de barras longitudinais e canais com planície de inundação pouco desenvolvida e preenchimento aluvial axial. Esse sistema deposicional possui uma alta disponibilidade de sedimentos arenosos, com oscilações na descarga e na profundidade dos canais fluviais.

(ITEM) Sistema lacustre-deltaico

O sistema deposicional lacustre-deltaico foi subdividido em 4 associações de fácies:

(SUB-ITEM) Associação de Fácies V – AF V (Lago)

A AF V é composta por camadas milimétricas com geometria tabular muito delgada compostas essencialmente por pelitos com estrutura plano-paralela muito fina (Figura 8 - a). A ocorrência de intercalações de lâminas milimétricas de coloração variada possivelmente reflita oscilações cíclicas. Subordinadamente, intercalados com os pelitos ocorrem tufos de queda muito finos, com coloração esverdeada.

(SUB-ITEM) Associação de Fácies VI – AF VI (Pró-Delta)

A AF VI compõe-se de camadas decimétricas com geometria tabular muito delgada, compostas por fácies pelíticas e arenosas finas, com estrutura plano-paralela e de climbing ripples. Apresentam constantemente laminações

convolutas, geradas por deformação de escapes de fluidos (Figura 8 - b). As fácies siltícas apresentam freqüentemente ripples e concreções de óxidos de ferro (Figura 8 - c).

(SUB-ITEM) Associação de Fácies VII – AF VII (Frente Deltaica)

A AF VII é representada por camadas de espessura métrica e geometria sigmoidal composta por fácies arenosas com estratificação cruzada sigmoidal de médio porte (Figura 8 - d), interpretadas como acreções frontais de clinofomas de delta tipo Gilbert. Existe uma variação de granulometria, com arenitos finos na base, aumentando para médio a grosso, em direção ao topo.

(SUB-ITEM) Associação de Fácies VIII – AF VIII (Planície Deltaica)

A AF VIII é representada por camadas métricas e geometria tabular compostas por fácies areno-conglomeráticas e arenosas com presença de estratificação cruzada planar de baixo ângulo e cruzada acanalada de médio porte. Esta associação de fácies possui níveis de clastos bem arredondados de baixa esfericidade, variando entre 5 e 25 centímetros, compostos por grãos de quartzo e litoclastos vulcânicos. (Figura 8 - e).

Estas associações de fácies caracterizam um sistema lacustre com contribuição vulcanogênica, alimentado por um sistema deltaico dominado pelo rio, com acreções frontais das macroformas internas, caracterizando um delta tipo Gilbert. Na região de La Torre esse sistema deposicional possui 5 ciclos grano e estratocrescentes, porém, num arranjo granodecrescente, sugerindo uma retrogradação lacustre.

“INSERIR FIG. 8”

(CAPÍTULO) Análise Isotópica Sm-Nd

No intuito de complementar a seção sedimentar dos perfis estratigráficos levantados em campo com informações a respeito de suas áreas fonte, foram analisadas, pela metodologia Sm-Nd, rochas sedimentares e sub-vulcânicas, além de rochas do embasamento sedimentar (Formações Tupe e Guandacol,

pertencentes à Bacia de Paganzo). A Tabela 1 apresenta os dados e resultados relativos às amostras analisadas.

“INSERIR TABELA 1”

A Formação Tarjados apresenta as maiores Idades Modelos (T_{DM}) no Cerro Morado, variando entre 1,33 e 1,60 Ga; enquanto que em La Torre os valores oscilam entre 1,03 e 1,30 Ga (Figura 9 e 10).

Essa discrepância entre as Idades Modelos (T_{DM}) condiz com uma variação da área fonte entre as duas regiões na época de sua sedimentação, indicando que as duas áreas compartimentadas tectonicamente. Os dados de T_{DM} de La Torre são indicativos de uma origem a partir do terreno Cuyania (Ramos, 2000), de idade greviliana. No entanto, na região do Cerro Morado há presença de idades mais antigas, as quais podem representar mistura de fontes grevilianas e transamazônicas.

A Formação Los Chañares possui idades T_{DM} variando entre 0,90 e 1,36 Ga, e a Formação Lomas Blancas variando entre 0,99 e 1,35 Ga, com dominância de valores próximos a 1 Ga em ambas as formações (Figura 9 e 10). Estes dados não só sugerem área fonte única para ambas regiões, como também reforçam a contribuição significativa de sedimentos de idade greviliana oriundas do Terreno Cuyana. As idades mais jovens correspondem às rochas com maior contribuição de piroclastos e menor volume de sedimentos epiclásticos.

As idades T_{DM} dos diabásios da Formação Los Baldecitos variam entre 0,51 e 0,33 Ga (Figura 9 e 10), indicativo de uma extração mantélica próxima a 130 Ma, oriundo de um manto modificado pela orogenia do Ciclo Gondwânico (Ramos, 1988), ou até mesmo pelo processo de slab break-off da crosta oceânica consumida pela colisão do micro-continente Cuyania com a proto-margem do Gondwana (Ramos, 2000). Todas as rochas dessa formação obtiveram valores de Epsilon Nd positivos, os quais suportam a hipótese da extração mantélica.

As rochas analisadas da Bacia permo-carbonífera de Paganzo apresentam idades T_{DM} acima de 1 Ga. A Formação Tupe teve duas amostras analisadas, onde foram obtidas as idades de 1,15 e 1,11 Ga, confirmando uma proveniência de material de idade greviliana na região de La Torre. Visando

comparações, a Formação Guandacol teve uma amostra analisada, coletada no Cerro Caballo Anca, onde foi obtida a idade de 1,54 Ga, que estabelece uma contribuição de unidades mais antigas para a região do Cerro Morado, a exemplo do que ocorre na Formação Tarjados.

“INSERIR FIG. 9”

“INSERIR FIG. 10”

(CAPÍTULO) Discussão

Integrando-se os dados gerados neste trabalho e os dados bibliográficos, pode-se apresentar um esboço de evolução para a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, cujo processo inicial está associado aos estágios finais do Gondwanides.

No limite Permiano-Triássico, a proto-margem do Gondwana era dominada por um extenso arco magmático, conhecido como Província Choiyoi, com pelo menos dois episódios magmáticos: o primeiro de caráter intermediário, datado entre 275 e 263 Ma, e o segundo, de caráter ácido, datado entre 257 e 243 Ma (Llambías e Sato, 1990, 1995). Este magmatismo é provavelmente relacionado a movimentações transtensivas geradas pelo Gondwanides.

Segundo Zerfass (2003) é o regime tectônico transpressional, de direção N40W-S40E, que, durante o Triássico, reativou as principais discontinuidades crustais pré-existentes, de direção NW, como a Sutura do Vale Fértil. Essa reativação provocou extensão generalizada com a formação de diversas bacias triássicas, dentre as quais encontra-se a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión.

A etapa inicial de preenchimento caracterizou-se por grande subsidência tectônica, ocasionada pela movimentação da falha de borda, disposta ao longo da Sutura do Vale Fértil. Sendo assim, grande espaço de acomodação foi gerado e o perfil de equilíbrio do embasamento bruscamente rebaixado. Este processo induziu uma rápida erosão das áreas fonte da bacia e sedimentação sob a forma de um sistema aluvial-fluvial. A bacia caracterizava-se por amplas depressões preenchidas por rios de baixa sinuosidade e por leques aluviais, com manifestações vulcânicas esporádicas (Figura 11 - a).

A ocorrência de uma discrepância entre as Idades Modelos (T_{DM}) entre as duas regiões estudadas, onde no Cerro Morado os valores são maiores àqueles da região de La Torre, sugere o aporte sedimentar de características distintas. As áreas fonte para o Cerro Morado teriam como contribuição significativa rochas pré-grenvilianas (valores acima de 1.56 Ga), enquanto na região de La Torre há o domínio de aporte de rochas de idade grenvilianas (normalmente menores que 1.3 Ga).

Postula-se aqui, que esse alto estrutural que dividia a bacia em dois meio-grábens localizava-se onde está a Serra Loma Negra.

A etapa termal subsequente, caracterizada pela introdução de um extenso sistema lacustre-deltaico com pouca movimentação da falha de borda. Ocorre uma transgressão lacustre por toda a região estudada, cujo preenchimento é interpretado como delta tipo Gilbert progredindo em um ambiente lacustre. (Figura 11 - b).

“INSERIR FIG. 11”

Em ambas as regiões estudadas, as amostras analisadas pertencentes a esse sistema lacustre-deltaico, as Idades Modelos (T_{DM}) variam entre 1,35 e 0,90 Ga, com dominância de valores próximos a 1 Ga. Tais dados isotópicos indicam uma uniformização das áreas fonte a partir da transgressão lacustre, gerada provavelmente pela transgressão do alto estrutural que dividia a bacia em dois meio-grábens. As idades mais baixas correspondem às rochas com maior contribuição piroclástica e menor volume de sedimentos epiclásticos.

As demais formações que preenchem a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Formações Ischichuca, Los Rastros, Ischigualasto e Los Colorados), não estão detalhadas no presente trabalho, uma vez que, ambas as regiões foram soerguidas diferencialmente e, as formações supramencionadas, erodidas. No entanto, na Figura 11 – c há a representação das Formações Ischichuca e Los Rastros, equivalentes à etapa Pós-Rifte I, e das Formações Ischigualasto e Los Colorados, respectivamente, representando a etapa tectônica e termal subsequente.

Durante todo o Mesozóico e parte do Cenozóico da bacia sofreu uma lenta subsidência e por conseqüência um lento e gradual aumento de temperatura

(Guadagnin, 2004). É nesse intervalo de tempo, especificamente no Cretáceo, ocorre a intrusão das rochas básicas da Formação Los Baldecitos, com uma geometria de lacólito e provavelmente controladas pelas descontinuidades pré-existentes na região (Figura 11 - d). Esse lacólito possui afinidades mantélicas e característica geoquímica de magmatismo juvenil. As Idades Modelo (T_{DM}) obtidas situam-se entre 329 e 514 Ma, com ϵ_{Nd} positivos, indicativos de um manto levemente modificado.

No Mioceno, a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión é soerguida bruscamente, com a geração de falhamentos inversos escalonados, em decorrência da característica compressional da tectônica andina (flat slab), como já quantificado termocronologicamente por Guadagnin (2004), como os lineamentos Tarjados, Sañogasta e do Vale Fértil (Figura 11 - e). Essa tectônica compressional está relacionada a uma diminuição do ângulo de mergulho da placa de Nazca, ocorrido no Mioceno (Ramos, 1988).

(CAPÍTULO) Agradecimentos

Aos técnicos dos parques provinciais Valle de la Luna e La Torre-El Chiflón, localizados nas províncias de San Juan e La Rioja, respectivamente, pela ajuda na logística dos trabalhos de campos, em especial aos guarda-parques Pedro, Hugo e Atilio. A Alberto Casselli e Claudia Marsicano pela sugestão dos temas abordados nesse artigo e pela apresentação da região de estudo.

(CAPÍTULO) Bibliografia

- BODENBENDER, G. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes (República Argentina). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, v. 19, n. 1, p. 1-220, 1911.
- BOSSI, G. F. Análisis de la Cuenca de Ischigualasto- Ischichuca. In: CONGRESO HISPANO - LUSO - AMERICANO DE GEOLÓGIA ECONÓMICA, 1, 1971, Madrid-Lisboa. Actas... v. 2, p. 611-626.
- BOSSI, G.E. e HERBST, R. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 23, n. 1, p. 45-54, 1968.

- CABRERA, A. El primer hallazgo de terápsidos en la Argentina. Notas del Museo de La Plata, 8. Paleontología, v. 55, p. 317-331, 1943.
- CASSELLI, A. T.; MARSICANO, C. A.; ARCUCCI, A. B. Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja Y San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 56 n. 2, p. 173-188, 2001.
- DE PAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10470–10488, 1981.
- FRENGUELLI, J. La serie del llamado “Rético” en el oeste Argentino (nota preliminar). Notas de Museo de La Plata, v. 9. Geología, n. 30, p. 261-269, 1944.
- GUADAGNIN, E. Evolução Tectono-termal e Estratigráfica da bacia de Ischigualasto-Villa Unión, noroeste argentino. UFRGS, 2004. Monografía de conclusão de curso.
- GUIRIN R.; LIMARINO, C. O.; CASSELLI, A. T.; NET, L.; PAGE, S. Sedimentología de las facies lacustres de la formación Lomas Blancas (Triásico medio, cuenca Ischigualasto-Villa Unión. In: REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA, 5, 1994, Tucumán. Actas... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1994. v. 1, p. 307-312.
- GUIRIN, R. Estratigrafía de la Fm. Lomas Blancas (Triásico). Universidad de Buenos Aires, 1993. Trabajo Final de Licenciatura.
- HUENE, F. Die fossilen Fährten im Rhät von Ischigualasto in Nordwest-Argentinien. Palaeobiologica, v. 4, n. 2, p. 99-112, 1931.
- KAY, S. M.; RAMOS, V. A.; MPODOZIS, C.; SRUOGA, P. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology, v. 17, p. 324–328, 1989.
- KOKOGIAN, D. A.; FERNÁNDEZ SEVESO, F.; MOSQUERA, A. Las secuencias sedimentarias Triásicas. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 12, 1993, Buenos Aires: Relatorio I. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1993. v. 7, p. 65-78.
- KOKOGIAN, D.; FERNANDEZ SEVESO, F.; LEGARRETA, L.. Cuenca Ischigualasto - Villa Unión: análisis estratigráfico y caracterización paleoambiental. Buenos Aires: YPF, 1987. Relatório Interno.

LINARES, E.; LLAMBÍAS, E. J.; LATORRE, C. O. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 35, p. 87–146, 1980.

LLAMBÍAS (E.J.), KLEIMAN (L.E.) & SALVARREDI (J.E.). El magmatismo gondwánico. In: RAMOS, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino e II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1993. Relatorio I, v. 6, p. 53-64.

LLAMBÍAS, E. J. e SATO, A. M. El batolito de Colanguil (29–31° S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile, v. 17, p. 99–108, 1990.

LLAMBÍAS, E. J. e SATO, A. M. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico-Triásico de la Cordillera Frontal. In: SEGUNDA REUNIÓN DEL TRIÁSICO DEL CONO SUR, 2, 1995, Bahía Blanca. Acta... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1995. v. 1, p. 22–26.

LLAMBÍAS, E. J., SATO, A. M., CASTRO, C. E. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el batolito de Colanguil. In: CONGRESO GEOLOÓGICO ARGENTINO, 11, 1990, San Juan. Actas... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1990. v. 1, p. 99–108.

MILANA, J. P. E AICOBER, O. A. Modelo tectosedimentario de la Cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 49, n. 3-4, p. 217-235, 1995.

MPODOZIS, C. e KAY, S. M. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28° - 31°S). Revista Geológica de Chile, v. 17, n. 2, p. 153-180, 1990.

PATCHETT, P.J. e RUIZ, J. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. Contribution Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 523–528, 1987.

RAMOS, V. A. e KAY, S. M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. In: HARMON, R.S., RAPELA, C.W. (Eds.). Andean magmatism and its tectonic setting. Boulder: Geological Society of America Special Paper, 1991. v. 265, p. 79-91.

RAMOS, V. A. El magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. In: RAMOS, V. A. (Ed.), Geología y recursos naturales de Mendoza. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1993. v.1, n. 8, p. 17-26.

RAMOS, V. A. Laurentian affinities of the early Paleozoic Precordillera terrane of Argentina. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 29, 1992, Kioto. Abstracts... Kioto: IUGS, 1993 v. 29, p. 254.

RAMOS, V. A. The Southern Central Andes. In: CORDANI, U., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., e CAMPOS, D. A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31th International Geological Congress, 2000. p. 561-604.

RAMOS, V. A. The Tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. In: CLARK, S. e BURCHFIEL, D. (Eds.), Processes in continental lithospheric deformation. Boulder: Geological Society of America Special Paper, 1988. v. 218, p. 31-54.

ROMER, A. S. e JENSEN, J. A. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna III. Sketch of the geology of the Rio Chañares-Rio Gualo region. Breviora, v. 252, p. 1-20, 1966.

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.

STELZNER, A. Contribución a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes chilenos entre los 32° y 33° S. Acta de la Academia Nacional de Ciencias, v. 8, n. 1-2, p. 1-228, 1925.

STIPANICIC, P. N. e BONAPARTE, J. F. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). In: En: LEANZA, A. F. (Ed.) Geología Regional Argentina. Córdoba: Academia Nacional de Ciencias, 1972. p. 507-536.

ULIANA, M.A. e BIDDLE, K.T. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociências, v. 18, n. 2, p. 172-190, 1988.

ULIANA, M.A.; BIDDLE, K.T.; CERDÁN, J. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46, p. 599-613, 1989.

ZERFASS, E. História Tectônica e Sedimentar do Triássico da bacia do Bacia do Paraná (RS, Brasil) e comparação geológica com as bacias de Ischigualasto e de Cuyo (Argentina). UFRGS, 2003. Tese (Doutorado).

Figura 1: Mapa geológico da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (modificado de Casselli, 1998).

Figure 1: Geological map of the Ischigualasto-Villa Unión Basin (modified from Casselli, 1998).

Figura 2: a) Modelo de elevação digital (SRTM) da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión; b) Foto aérea de detalhe da região do Cerro Morado, e; c) Foto aérea de detalhe da região de La Torre-El Chiflón. Os traços em branco representam a localização dos perfis estratigráficos.

Figure 2: a) Digital elevation model (SRTM) of the Ischigualasto-Villa Unión Basin; b) Aerial photo of Cerro Morado region; and; c) Aerial photo of La Torre-El Chiflón region. The white lines correspond to the location of stratigraphic profiles.

Figura 3: Perfis estratigráficos levantados em campo com os sistemas deposicionais, associações de fácies e localização da amostragem executada para a análise isotópica, com as idades T_{DM} em Ga. Os algarismos romanos correspondem às associações de fácies e as setas menores equivalem as paleocorrentes (n = número de medidas) (ver texto).

Figure 3: Stratigraphic profiles with the depositional systems, facies association, and location of analyzed samples, with the T_{DM} in Ga. The roman numerals correspond the facies associations and the smaller arrows are equivalent of the paleocorrents (n = number of measurement) (see text).

Figura 4: Associação de fácies I (Leques Aluviais).

Figure 4: Facies association I (Alluvial Fans).

Figura 5: Associação de fácies II (Canais fluviais).

Figure 5: Facies association II (Fluvial Channels).

Figura 6: Associação de fácies III (Barras Longitudinais).

Figure 6: Facies association III (Longitudinal Bars).

Figura 7: Associação de fácies IV (Planície de Inundação).

Figure 7: Facies association IV (Flood Plain).

Figura 8: Associações de fácies descritas no sistema deposicional lacustre-deltaico.

Figure 8: Description of facies associations for the lacustrine-deltaic depositional system.

Figura 9: Diagrama $T_{DM} \times \epsilon Nd$ para as amostras da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión e áreas adjacentes.

Figure 9: Diagramme T_{DM} versus ϵNd for the samples of the Ischigualasto-Villa Unión Basin and adjacent areas.

Figura 10: Diagrama ϵNd para as amostras da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión e embasamento adjacente. CM = Cerro Morado e LT = La Torre

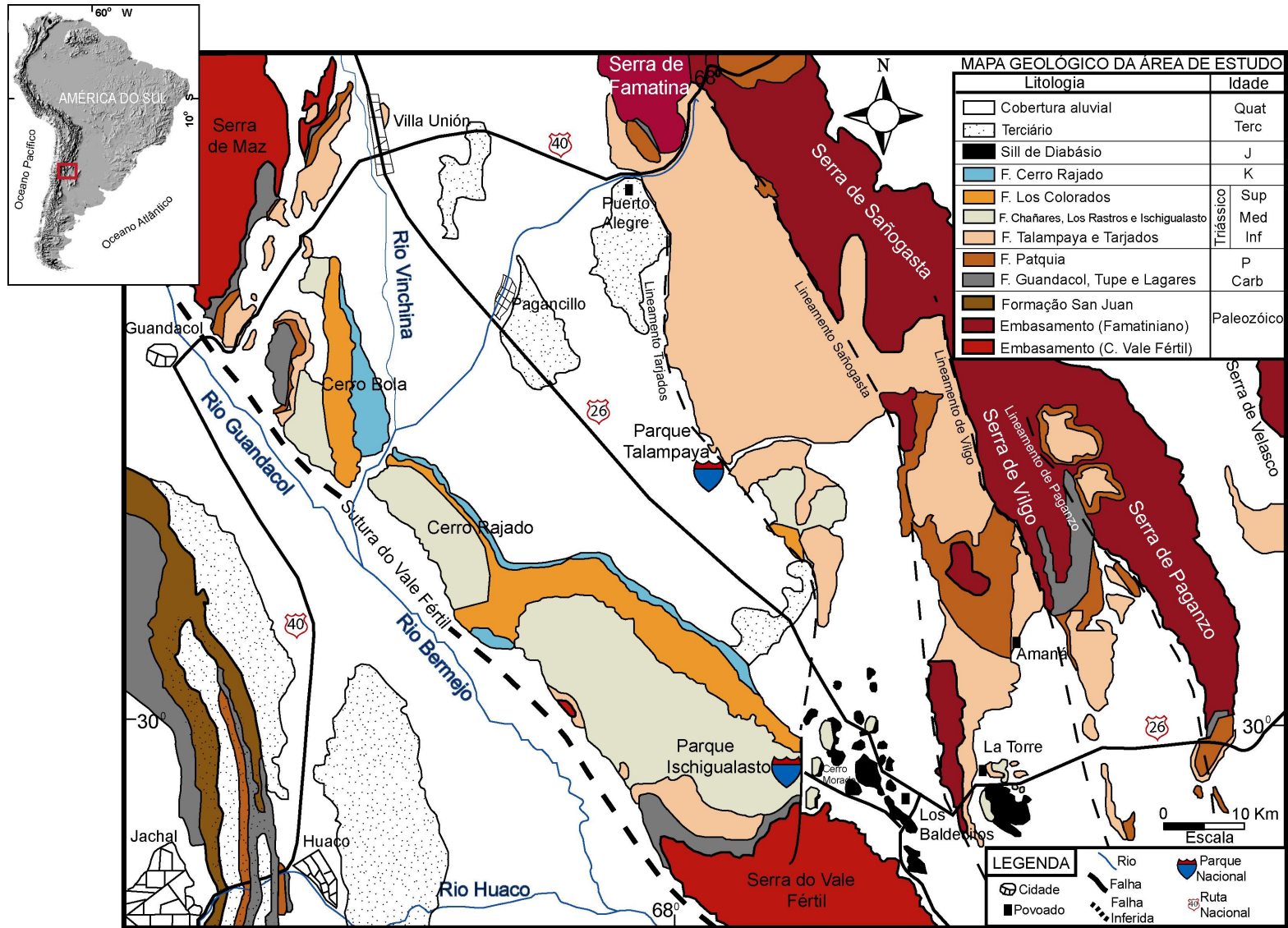
Figure 10: ϵNd diagram for the samples of Ischigualasto-Villa Unión Basin and its basement samples. CM = Cerro Morado and LT = La Torre

Figura 11: Modelo de evolução para a Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (ver texto).

Figure 11: Evolution model for the Ischigualasto-Villa Unión Basin (see text).

Tabela 1: Resultados da análise isotópica Sm-Nd.

Table 1: Results of Sm-Nd isotopic analysis.



Figua 1: Guadagnin *et al.*

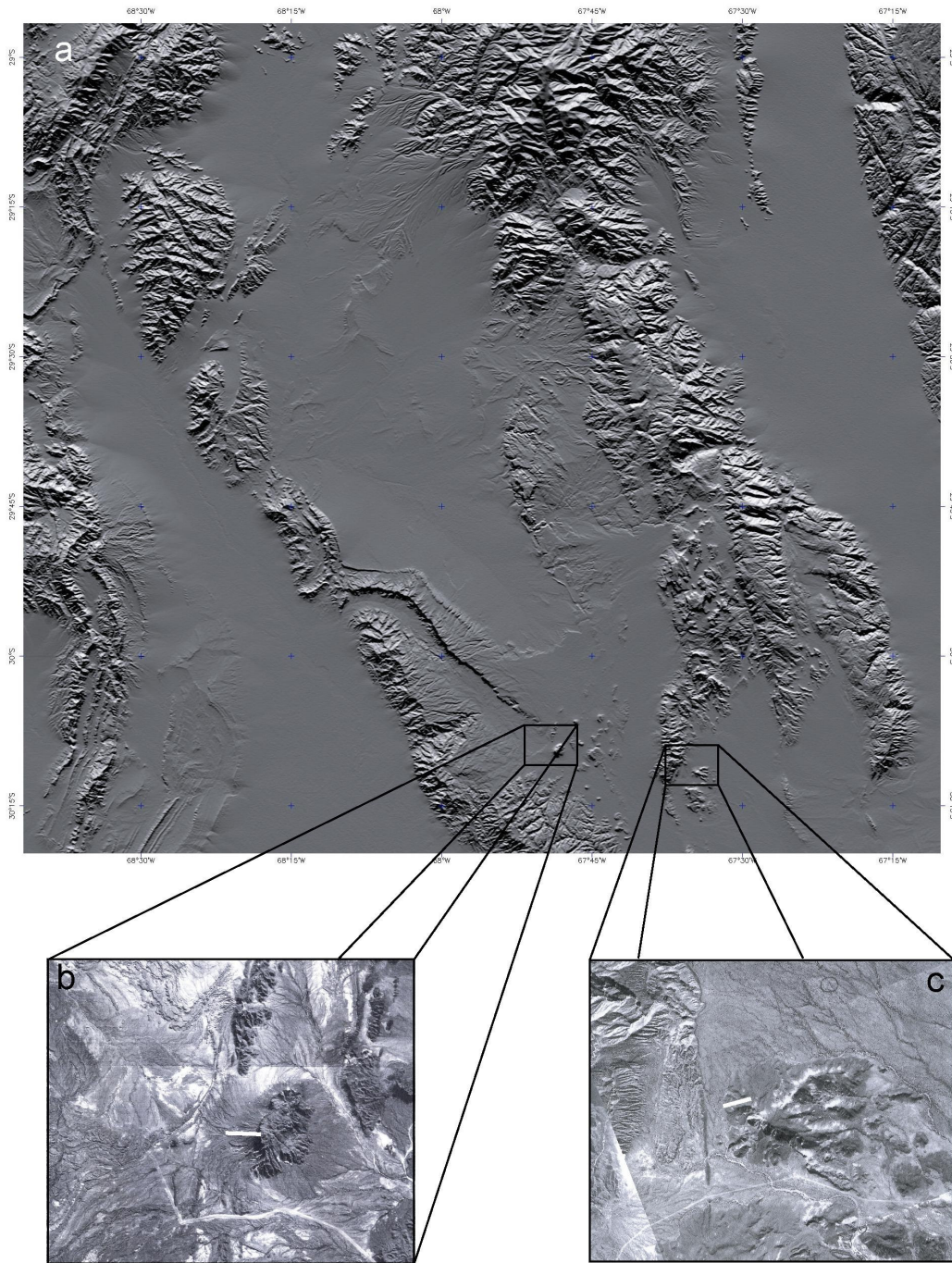


Figura 2: Guadagnin *et al.*

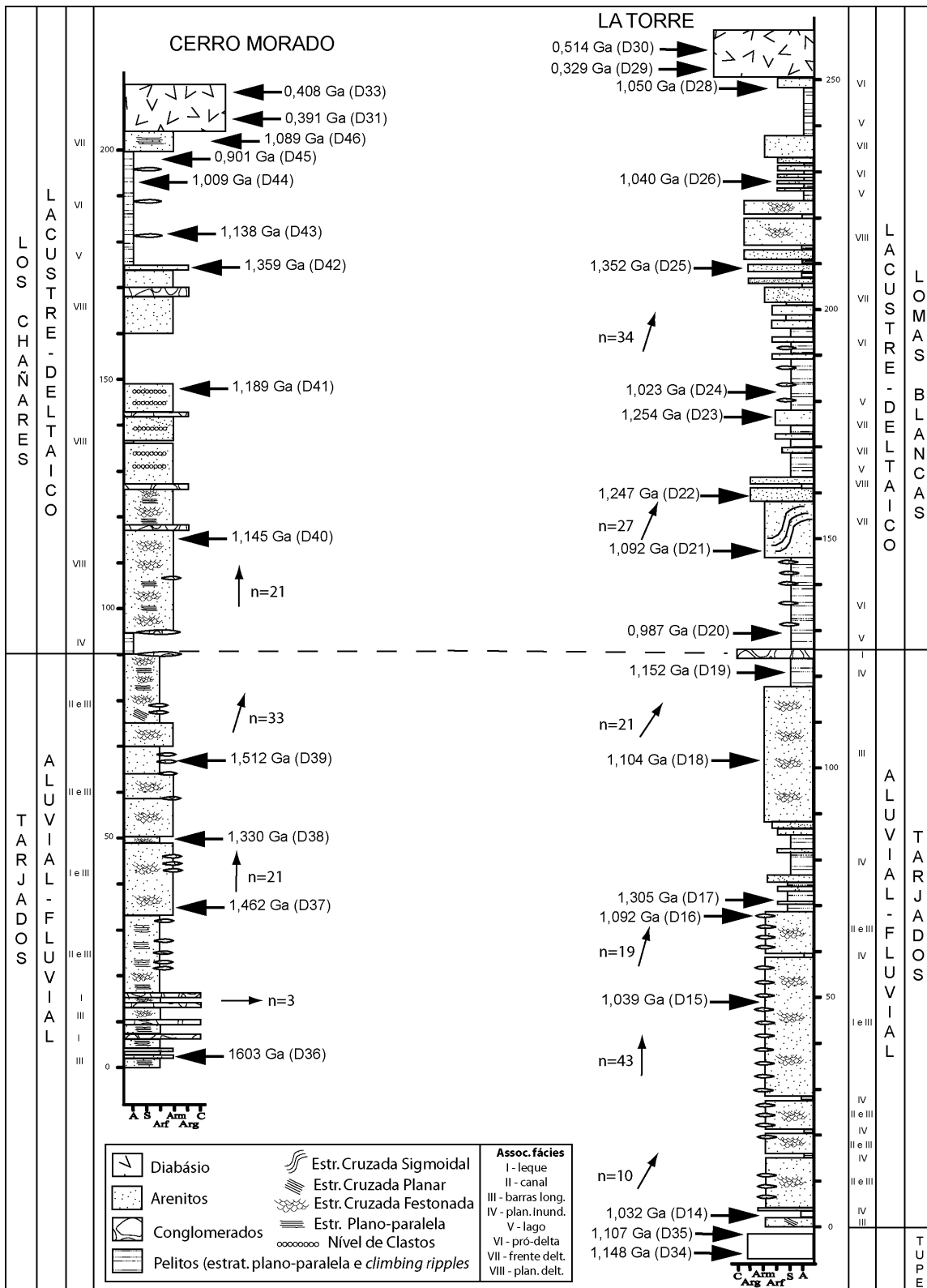


Figura 3: Guadagnin et al.



Figura 4: Guadagnin *et al.*



Figura 5: Guadagnin *et al.*

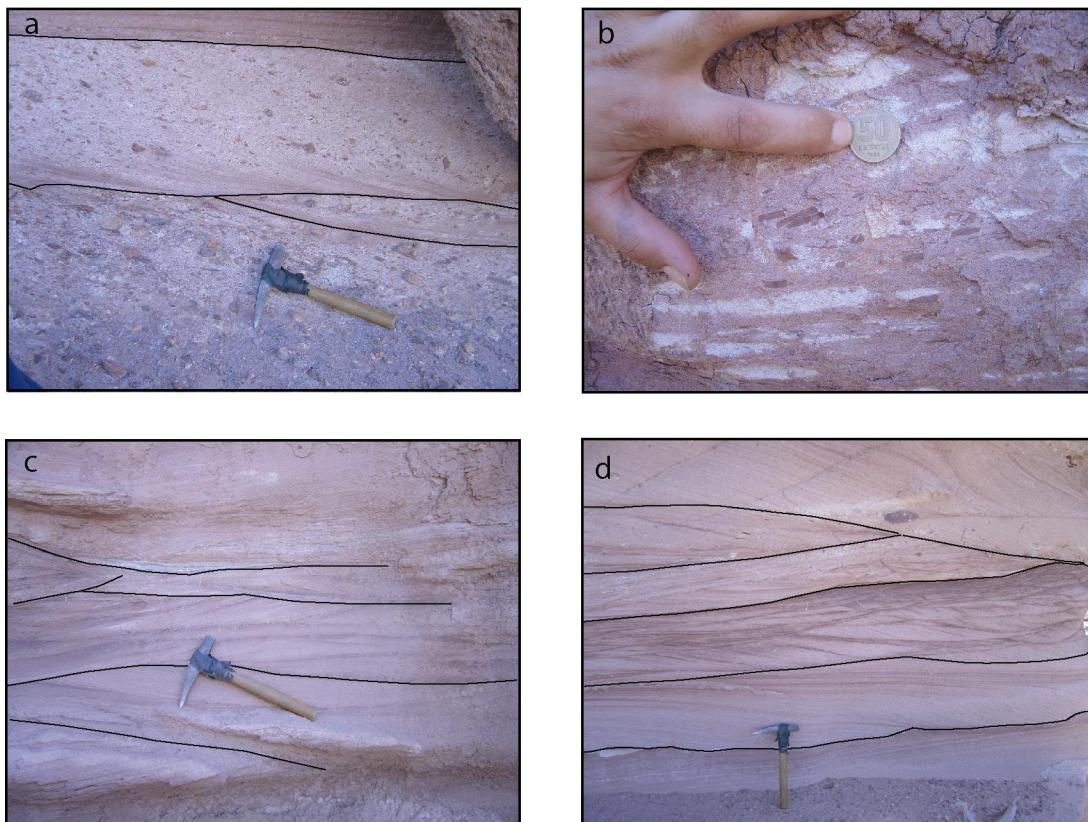


Figura 6: Guadagnin *et al.*

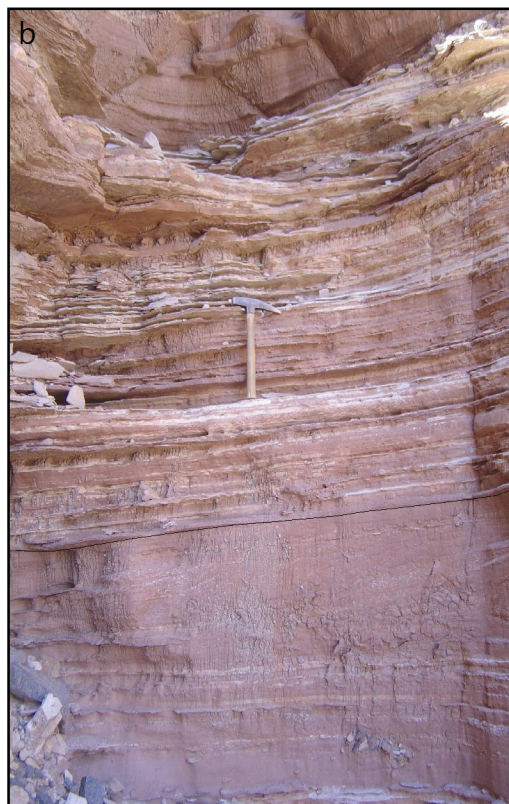


Figura 7: Guadagnin *et al.*

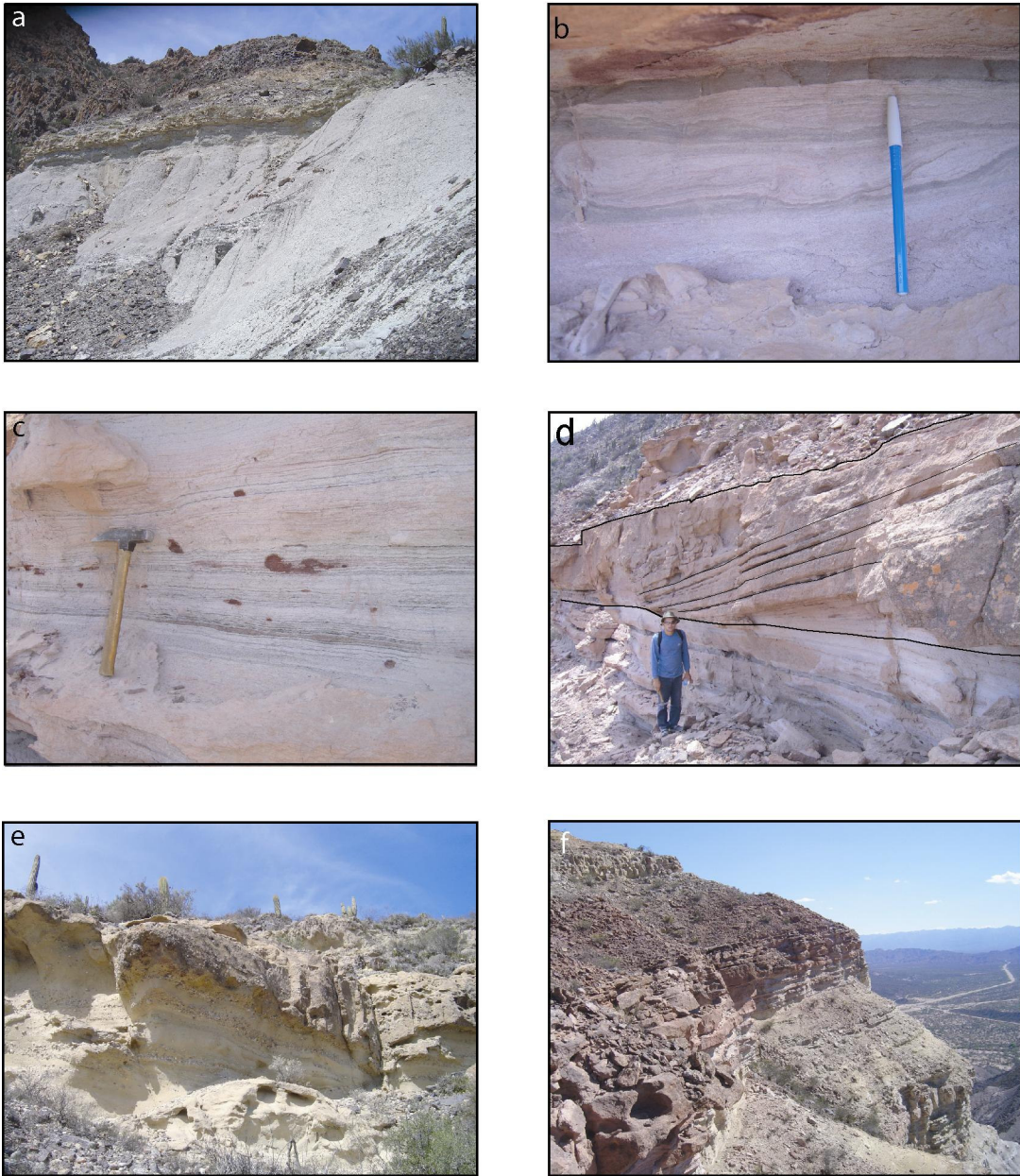


Figura 8: Guadagnin *et al.*

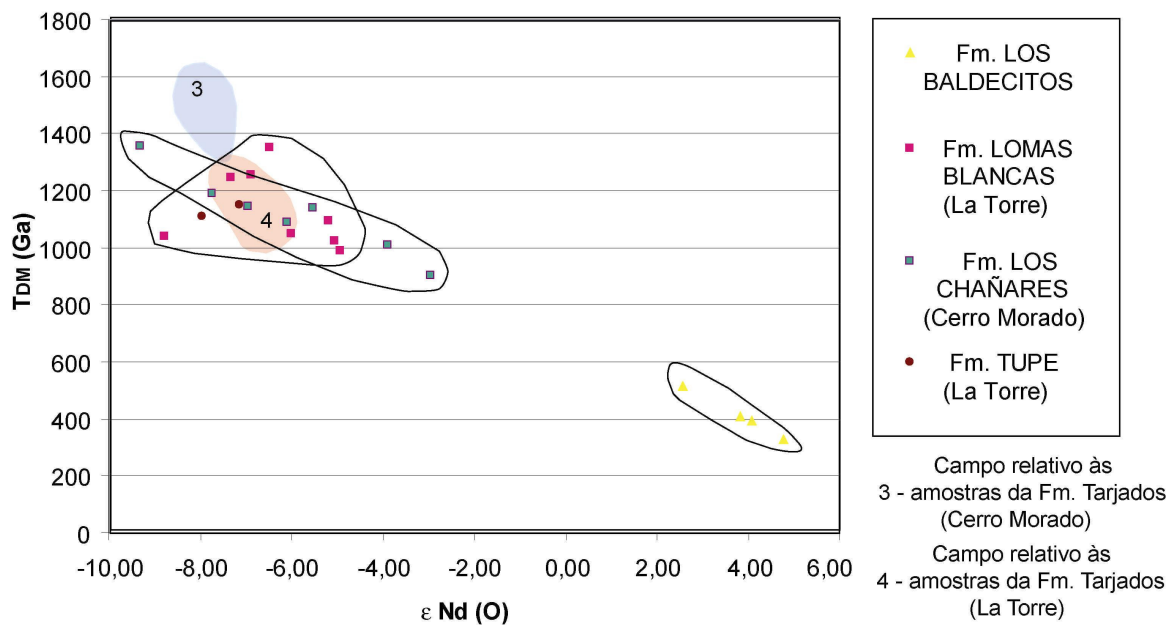
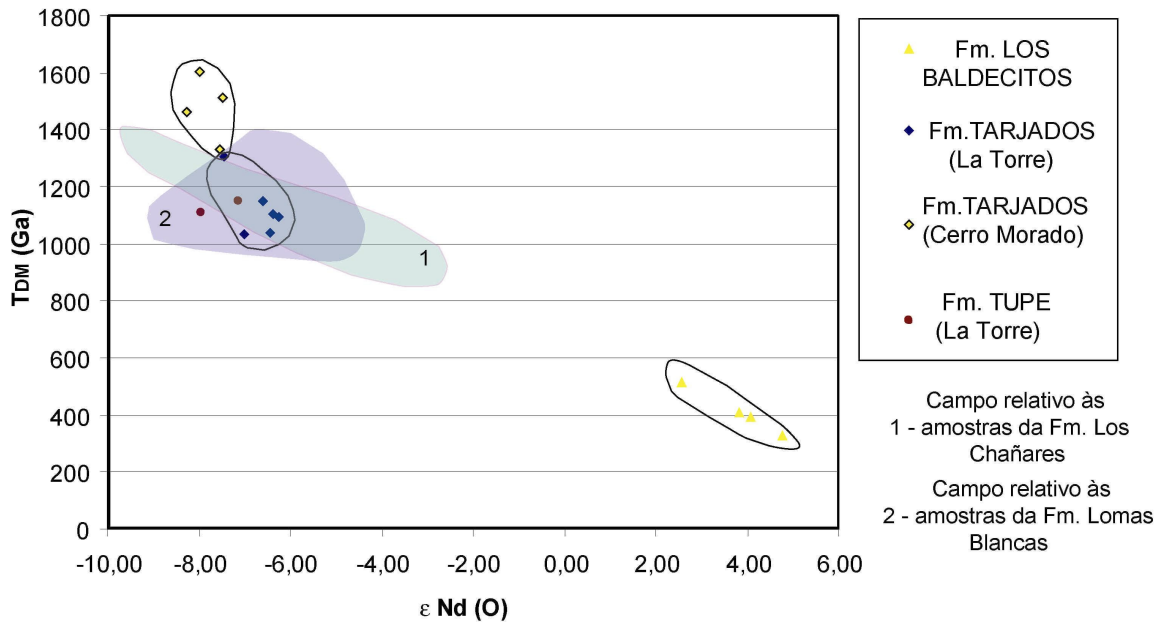


Figura 9: Guadagnin *et al.*

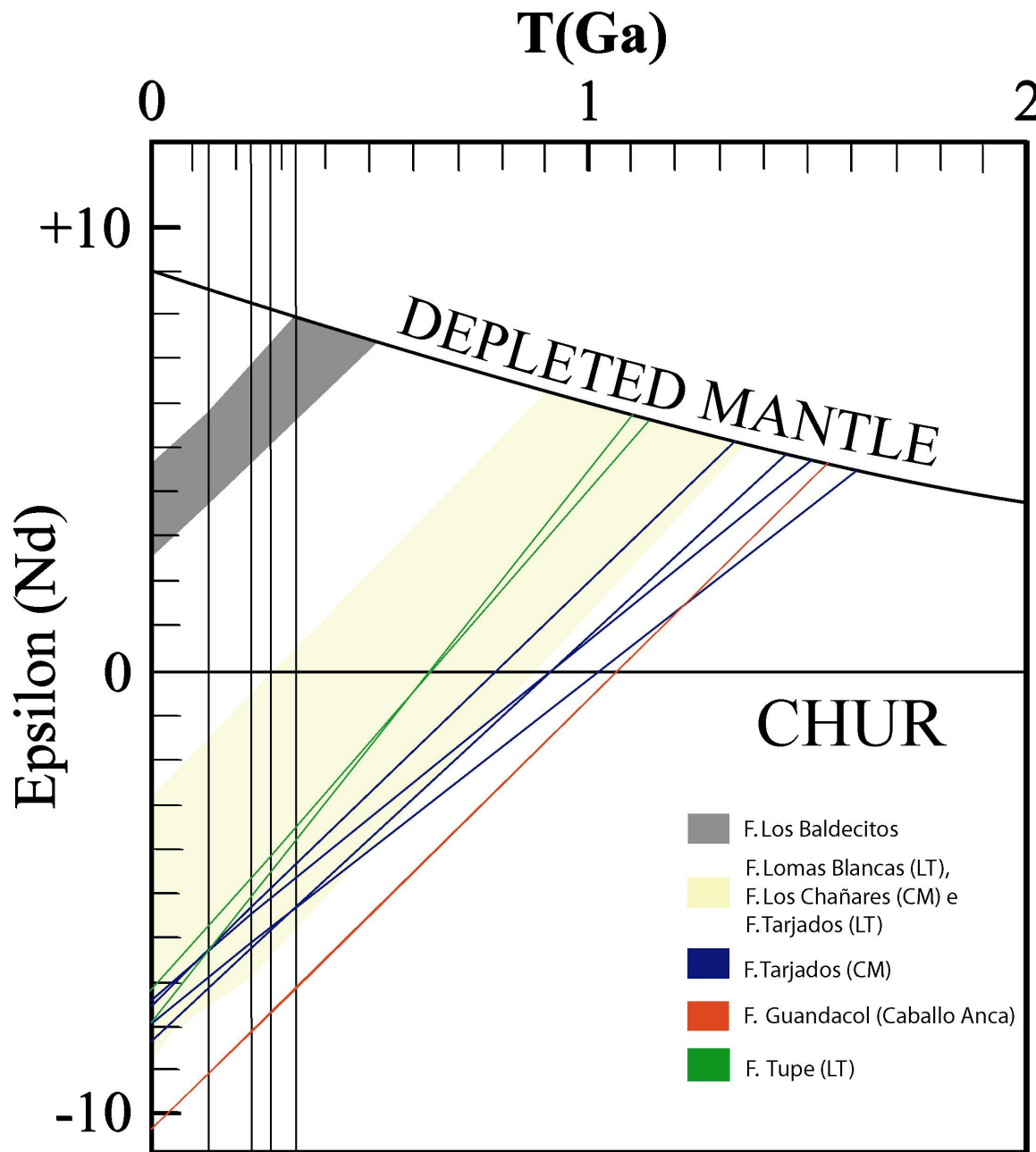


Figura 10: Guadagnin *et al.*

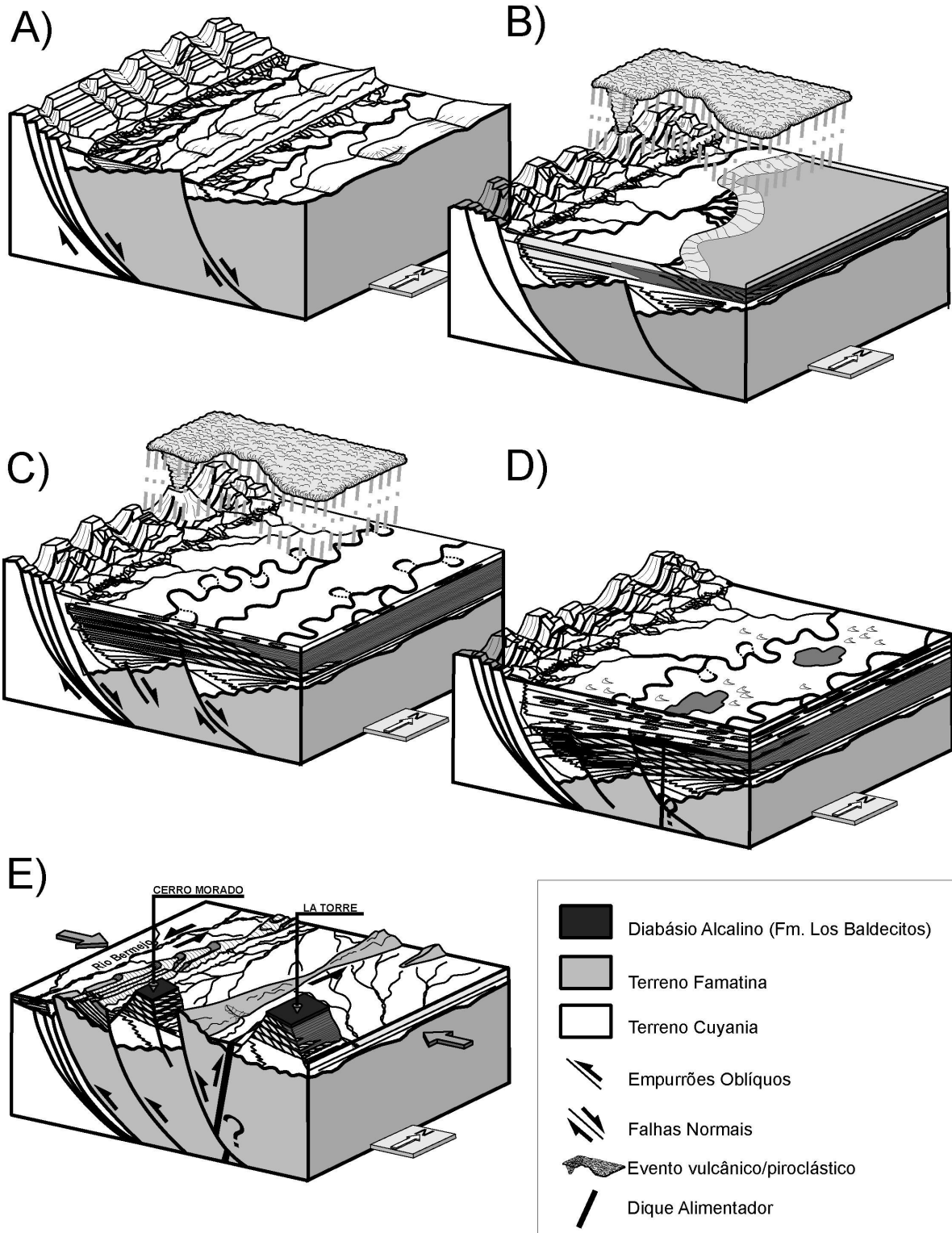


Figura 11: Guadagnin *et al.*

Amostra	LITOLOGIA	FORMAÇÃO	BACIA	ASS. FÁCIES	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erro (ppm)	Epsilon Nd (0) ¹	Epsilon Nd (t) ²	T _{DM} ³	t ⁴
D14	Pelito	Tarjados	Ischigualasto	Planície Inund.	3,13	18,75	0,100969	0,512279	11	-7,00	-4,19	1032	230
D15	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Barras Longit.	4,77	27,20	0,105927	0,512308	10	-6,44	-3,78	1039	230
D16	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Barras Longit.	2,23	11,95	0,112701	0,512318	14	-6,24	-3,78	1092	230
D17	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Planície Inund.	4,57	22,59	0,122309	0,512257	9	-7,44	-5,26	1305	230
D18	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Barras Longit.	3,18	17,06	0,112751	0,512311	27	-6,39	-3,92	1104	230
D19	Pelito	Tarjados	Ischigualasto	Planície Inund.	4,46	23,33	0,115570	0,512299	33	-6,61	-4,23	1152	230
D20	Silito tufaceo	Lomas Blancas	Ischigualasto	Lago	4,82	25,99	0,112077	0,512385	11	-4,93	-2,44	987	230
D21	Arenito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Frente Deltaica	7,40	37,22	0,120206	0,512372	57	-5,18	-2,94	1092	230
D22	Arenito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Planície Deltaica	2,07	10,53	0,118714	0,512262	15	-7,33	-5,04	1247	230
D23	Arenito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Pró-Delta	3,85	19,07	0,122045	0,512285	11	-6,88	-4,69	1254	230
D24	Pelito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Pró-Delta	5,19	27,34	0,114667	0,512378	10	-5,06	-2,66	1023	230
D25	Arenito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Frente Deltaica	2,75	12,67	0,131088	0,512306	15	-6,48	-4,56	1352	230
D26	Arenito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Frente Deltaica	2,39	16,34	0,088399	0,512188	59	-8,77	-5,60	1040	230
D28	Arenito	Lomas Blancas	Ischigualasto	Pró-Delta	4,45	24,39	0,110414	0,512331	15	-5,98	-3,45	1050	230
D29	Diabásio	Los Baldecitos	Ischigualasto	-	5,12	23,60	0,131116	0,512883	15	4,77	5,87	329	130
D30	Diabásio	Los Baldecitos	Ischigualasto	-	4,70	22,01	0,129096	0,512770	16	2,58	3,70	514	130
D31	Diabásio	Los Baldecitos	Ischigualasto	-	5,47	25,22	0,131024	0,512847	14	4,07	5,17	391	130
D33	Diabásio	Los Baldecitos	Ischigualasto	-	4,32	20,12	0,129882	0,512834	26	3,83	4,83	408	130
D34	Arenito	Tupe	Paganzo	-	4,71	25,53	0,111652	0,512272	21	-7,13	-4,21	1148	270
D35	Arenito	Tupe	Paganzo	-	3,31	19,59	0,102119	0,512231	64	-7,94	-4,68	1107	270
D36	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Barras Longit.	5,63	24,87	0,136891	0,512229	15	-7,98	-6,22	1603	230
D37	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Barras Longit.	2,15	10,15	0,128006	0,512214	18	-8,27	-6,26	1465	230
D38	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Barras Longit.	1,79	8,79	0,123402	0,512251	15	-7,56	-5,41	1330	230
D39	Arenito	Tarjados	Ischigualasto	Canal	2,66	11,93	0,134853	0,512255	34	-7,47	-5,66	1512	230
D40	Arenito	Los Chañares	Ischigualasto	Barras Longit.	1,89	10,14	0,112701	0,512283	14	-6,93	-4,47	1145	230
D41	Arenito	Los Chañares	Ischigualasto	Planície Deltaica	1,64	8,91	0,111258	0,512241	26	-7,74	-5,23	1189	230
D42	Arenito	Los Chañares	Ischigualasto	Planície Deltaica	5,58	29,30	0,115226	0,512160	68	-9,32	-6,93	1359	230
D43	Pelito	Los Chañares	Ischigualasto	Lago	2,98	14,82	0,121672	0,512354	12	-5,53	-3,33	1138	230
D44	Pelito	Los Chañares	Ischigualasto	Pró-Delta	4,49	22,19	0,122229	0,512438	14	-3,90	-1,72	1009	230
D45	Pelito	Los Chañares	Ischigualasto	Pró-Delta	8,98	45,49	0,119301	0,512488	15	-2,93	-0,66	901	230
D46	Arenito	Los Chañares	Ischigualasto	Frente Deltaica	1,73	9,21	0,113430	0,512326	23	-6,09	-3,65	1089	230
A2	Arenito	Guandacol	Paganzo	-	4,17	20,68	0,121841	0,512108	41	-10,34	-7,19	1541	330

¹ Cálculo com valor de Nd^{143}/Nd^{144} hoje = 0,512638 com normalização para $Nd^{146}/Nd^{144} = 0,72190$, onde $e Nd(0) = ((Nd^{143}/Nd^{144} [amostra, hoje] / 0,512638) - 1) \times 10^4$

² $eNd(t) = ((Nd^{143}/Nd^{144} [amostra, t] / Nd^{143}/Nd^{144} [CHUR, t]) - 1) \times 10^4$

³ Cálculo da Idade Modelo (T_{DM}) segundo o modelo de De Paolo (1981)

⁴ t = tempo de cristalização ou da idade de deposição do sedimento, em milhões de anos (Ma)

Tabela 1: Guadagnin *et al.*

6. Conclusões

6. Conclusões

1. Ambos os perfis levantados apresentam na base uma seqüência aluvial (F. Tarjados), sobreposto por uma seqüência lacustre-deltaico (F. Los Chañares, na região do Cerro Morado, e F. Lomas Blancas, na região de La Torre) e no topo uma seqüência ígnea intrusiva (F. Los Baldecitos).
2. A seqüência fluvial é dividida em quatro associações de fácies: Leque aluvial, Canal Fluvial, Barras Longitudinais, e planície de inundação, caracterizando um sistema fluvial *braided*. As associações de fácies mais distais se encontram na região de La Torre.
3. A formação Tarjados apresenta as maiores idades T_{DM} na região do Cerro Morado, variando entre 1,33 e 1,60 Ga, enquanto que em La Torre os valores oscilam entre 1,03 e 1,30 Ga
4. Essa variação da área fonte entre as duas regiões na época de sua sedimentação ocorre em função das duas regiões estarem compartimentadas

tectonicamente (meio-grábens distintos). Postula-se aqui, que esse alto estrutural que dividia a bacia em dois meio-grábens se localizava onde está a serra Loma Negra.

5. A seqüência lacustre-deltaica é dividida em quatro associações de fácies: planície Deltaica, Frente Deltaica, Pró-Delta e lacustre, caracterizando um sistema lacustre preenchido por deltas tipo *Gilbert*. As associações de fácies mais distais se encontram na região de La Torre.

6. A formação Los Chañares possui idades T_{DM} variando entre 0,90 e 1,36 Ga, e a formação Lomas Blancas possui idades T_{DM} entre 0,99 e 1,35 Ga, com dominância de valores próximos a 1 Ga nos dois blocos. As idades mais baixas correspondem às rochas com maior contribuição piroclástica e menor volume de sedimentos epiclásticos.

7. Durante a transgressão lacustre as áreas-fonte são uniformizadas e o alto estrutural pré-existente é transgredido.

8. Os diabásios da formação Los Baldecitos possuem idades T_{DM} entre 0,51 e 0,33 Ga, com ϵ_{Nd} positivos, indicativos de um manto levemente modificado cujo dado é interpretado com uma extração mantélica próxima a 130 Ma. Esse lacólito possui afinidades mantélicas e característica de magmatismo juvenil ou pelo menos extraído de um manto modificado no final do *Gondwanides* (neo-Paleozóico).

9. Existe correlação estratigráfica e isotópica entre as Formações Los Chañares e Lomas Blancas e, sugere-se aqui, a uniformização da nomenclatura

estratigráfica, utilizando-se o nome estratigráfico mais antigo, formação Los Chañares.

Referências Bibliográficas

Referências Bibliográficas

- ACEÑOLAZA, F. G., 2003. Cuyania, un bloque de origen gondwánico: Elementos para una discusión. Simpósio Internacional: Acreção do Microcontinente Cuyania à Proto-Margem do Gondwana. Porto Alegre.
- ASTINI, R. A., 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos. Actas: 5, p. 509-526. Buenos Aires.
- ASTINI, R.; BENEDETTO, J. & VACCARI, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane, a geodynamic model. Geological Society of America Bulletin 107, p. 253–273.
- ÄVILA, J. N., 2003. Evolução tectono-termal-deposicional de Sub-bacia de Cacheuta, Bacia de Cuyo, NW-Argentina. Monografia de Conclusão de curso. UFRGS, p. 136.
- BAHLBURG, H., AND HERVE, F., 1997. Geodynamic evolution and tecnostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 869-884.
- BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, XIX, 6-222.
- BONAPARTE, J. F., 1967. Comentarios sobre la Formacion Los Chañares de la cuenca triassoca de Ischigualasto-Villa Union (San Juan-La Rioja). Acta Geologica Lilloana, San Miguel de Tucumán, 9: 115-121

- BONAPARTE, J. F., 1969. Datos sobre la evolución paleoecológica en las Formaciones triásicas de Ischigualasto - Villa Unión. Acta Geológica Lilloana, 10 (9). Tucumán.
- BORRELLO, A. V. 1965. Rouaultia lyelli (Rouault), traza problemática en el ordovícico de Huaco, San Juan. Ameghiniana. 4: 179-181.
- BORRELLO, A. V., 1954. Recursos minerales de la República Argentina. III, Combustibles sólidos minerales. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 5.
- BOSSI, G. E., 1970. Asociaciones mineralógicas de las arcillas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Parte II. Perfiles de la Hoyada de Ischigualasto. Acta Geologica Lilloana, San Miguel de Tucumán, 11 (4), 73-100
- BREA, M., 1997. Una nueva especie del género *Araucarioxylon* Kraus 1870, *emend.* Maheshwari 1972 del Triásico de Agua de la Zorra, Uspallata, Mendoza, Argentina. Ameghiniana, 34 (4): 485-496.
- CABRERA, A., 1943. El Primer hallazgo de Terápsidos en la Argentina. Not. Mus. La Plata, La Plata, 8 (Paleont. 55), p. 317-331
- CASSELLI, A. T., 1998. Estratigrafía y paleoambiente sedimentarios de las Formaciones Patquía (Pérmico) y Talampaya (Triásico Inferior) en las Sierras Pampeanas y Precordillera (provincias de La Rioja y San Juan). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, p. 147. Inédito.
- CASSELLI, A. T.; MARSICANO, C. A. & ARCUCCI, A. B., 2001. Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja Y San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (2): 173-188
- COMINGUEZ, A. & RAMOS, V. A., 1990. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencia de la sísmica de reflexión profunda. Revista Geológica de Chile, v.18, n.1, p. 3-14.
- DE LA MOTA, H. F., 1949. Estudios geológicos sobre las posibilidades petrolíferas en la depresión que media entre las sierras del Valle Fértil y de Los Llanos. YPF Informe Inédito.
- DE PAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 10470–10488.

- FERNÁNDEZ-SEVESO, F. & TANKARD, A. J., 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. In: A. J. TANKARD; R. SUÁREZ SORUCO; H. J. WELSINK (eds.) Petroleum basins of South America. Tulsa: AAPG Memoir 62, p. 285-301.
- FRENGUELLI, J., 1944. La serie del llamado "Rético" en el oeste Argentino (nota preliminar). Notas de Museo de La Plata Geología, v. 9, n. 30, p. 261-269.
- FRENGUELLI, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 8. Buenos Aires.
- GOLDSTEIN, S.L.; ARNDT, N.T.; STALLARD, R.F. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediment. Chemical Geology, 139, 271-286.
- GROEBER, F., & STIPANICIC P. H., 1953. "Triásico". En: Geografía de la República Argentina, I parte, Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Estratigráficos Geográficos. GAEA, 2, (1): 1-541 (13-141). Buenos Aires.
- GUADAGNIN, E., 2004. Evolução tectono-termal e estratigráfica da bacia de Ischigualasto-Villa Unión, noroeste argentino. Monografía de Conclusão de curso. UFRGS, p. 166.
- HEIM, A., 1949. Estudios geológicos del carbón "Rético" y del valle de la Peña (Provincias de San Juan y La Rioja). Dir. Gral. Ind. Miner. Bs. As., Boletín 69.
- HERBST, R., 1965. Algunos esporomorfos del Triásico de Argentina. Ameghiniana. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 4 (5), 141-155.
- HERBST, R., 1970. Estudio palinológico de la Cuenca Ischigualasto - Villa Unión, (Triásico). Provincias de San Juan-La Rioja: 1 y 2. Ameghiniana, 7, 1. p. 83-97. Buenos Aires.
- HERBST, R., 1972. Estudio palinológico de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Triásico), provincias de San Juan-La Rioja. III – Esporas triletes. Ameghiniana, 9 (3), p. 280-288.
- HUENE, F., 1931. Die fossilen Faehren in Rhaet von Ischigualasto in Nordwest Argentinien. Paleob., 4, 2, Viena.
- KAY, S. M.; RAMOS, V. A.; MPODOZIS, C. & SRUOGA, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology 17, 324-328.

- KLEIMAN, L. E., 1993. El volcanismo Permo-Triásico y Triásico del bloque San Rafael (Provincia de Mendoza): su potencial uranífero. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 284-293
- KOKOGIAN, D. A.; FERNÁNDEZ SEVESO, F. & MOSQUERA, A., 1993. Las seqüências sedimentarias triásicas. In: RAMOS, V. A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Congreso Geológico Argentino, 12, Mendoza, Relatório 2, n. 13, p. 65-78.
- KOKOGIAN, D., FERNANDEZ SEVESO, F. & LEGARRETA, L., 1987. Cuenca Ischigualasto - Villa Unión: análisis estratigráfico y caracterización paleoambiental. YPF. Informe inédito
- LAZARTE, J. E., 1992. La formación Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cambriaco?); Diferencias geoquímicas con batolitos Ordovícicos. Estudios Geológicos (Madrid); v. 48; n. 5-6, p. 257-267.
- LINARES, E., LLAMBÍAS, E. J. & LATORRE, C. O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35, p. 87-146.
- LLAMBÍAS, E. J. & SATO, A. M., 1990. El batolito de Colanguil (29-31º S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17, p. 99-108.
- LLAMBÍAS, E. J. & SATO, A. M., 1995. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico-Triásico de la Cordillera Frontal. Acta II Segunda Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, p. 22-26.
- LLAMBÍAS, E. J., SATO, A. M. & CASTRO, C. E., 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el batolito de Colanguil. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 1, p. 99-108.
- LLAMBÍAS, E. J.; KLEIMAN, L. E. & SALVARREDI, J. A., 1993. El Magmatismo gondwánico. En: Ramos, V.A. (ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1, n. 6, p. 53-64. Mendoza.
- MCDANIEL, D., S. M. MCLENNAN, AND G. N. HANSON, 1997. Provenance of Amazon fan muds: Constraints from Nd and Pb isotopes, Proc. Ocean Drill. Program Science Results, 155, 169-176.
- MILANA, J. P. & AICOBER, O. A., 1995. Modelo tectosedimentario de la Cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan - Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires.

- MPODOZIS, C. & KAY, S. M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28° - 31°S). *Revista Geológica de Chile*, v. 17, n. 2, p. 153-180.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. A., 1989. The Andes of the Chile and Argentina. In: ERICKSEN, G.E.; CAÑAS PINOCHET, M.T.; REINEMUND, J.A. (eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources (Houston TX USA). *Earth Science Series*, v. 11, p. 59-90.
- MPODOZIS, C., AND RAMOS, V.A., 1990, The Andes of Chile and Argentina, IN ERICKSEN GEORGE, E., PINOCHET MARIA TERESA, C., AND REINEMUND JOHN, A., EDS., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.*: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*: Houston, TX, United States, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 59-90.
- ORTIZ, A., 1968. Los denominados estratos de Ischichuca como sección media de la Formación Los Rastros. *Actas 3ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 333-341. Buenos Aires.
- PANKHURST, R. J.; LEAT, P. T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C. W.; MÁRQUEZ, M.; STOREY, B. C. & RILEY, T. R., 1998. The Chon-Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.81, p. 113-136.
- PARADA, M. A., 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. In: Kay, S. M. & Rapela, C. W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, *Special Paper*, 241: 51-66.
- PATCHETT, P.J. E RUIZ, J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 523-528.
- RAMOS, V. A. & KAY, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. In: HARMON, R.S., RAPELA, C.W. (eds.). *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America *Special Paper*, v. 265, p. 79-91.
- RAMOS, V. A. & VUJOVOCH, G.I., 1993. Alternativas de la evolución del borde occidental de America del Sur durante el Proterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n.3, p. 194-200.

- RAMOS, V. A., 1988. The Tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. In: CLARK, S. & BURCHFIEL, D. (eds.), Processes in continental lithospheric deformation. Geological Society of America Special Paper, v. 218, p. 31-54.
- RAMOS, V. A., 1992. Control Geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Boletín de Informaciones Petroleras, 3ra. Época, v. 9, n. 31, p. 2-9.
- RAMOS, V. A., 1993. El magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. In: Ramos, V. A. (Ed.), Geología y recursos naturales de Mendoza, Asociación Geológica Argentina, 1(8): 17-26.
- RAMOS, V. A., 1995. Sudamérica: um mosaico de continentes y oceanos. Ciência Hoy, Buenos Aires, v. 6, p. 24-29.
- RAMOS, V. A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. In: Rasgos Estructurales del Territorio Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anais 29 (24), p. 715-751.
- RAMOS, V. A.; JORDAN, T.E.; ALLMENDINGER, R.W.; KAY, S.M.; CORTÉS, J.M. & PALMA, M., 1984. Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Congreso Geológico Argentino, Actas, v. 2, p. 84-106.
- RAMOS, V. A.; JORDAN, T.E.; ALLMENDINGER, R.W.; MPODOZIS, C.; KAY, S.M.; CORTÉS, J.M. & PALMA, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, v. 5, p. 855-880.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J. & HARRISON, S. M., 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre District, North of Patagonian Massif. In: Brown, P. E. & Chapel, B. W. (Eds): Second Hutton Symposium of granites and related rocks. Transactions of the Royal Society of Edimburg, Earth Sciences, 83: 291-304.
- RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, C. CASQUET, E. BALDO, J. SAAVEDRA, C. GALINDO, C.M. FANNING. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes; Cambrian continental collision in the Sierras de Cordoba, In: RAPELA, C AND PANKHURST, R. J. (eds) The proto-Andean margin of Gondwana. Geol. Soc. Spec. Publ., 142, 181- 217, London.
- ROGERS, R. R.; SWISHERI, C. C.; SERENO, P. C.; MONETTA, A. M.; FORSTER, C. A. & MARTINEZ, R. N., 1993. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and argon-40/argon-39 dating of dinosaur origins. Science 260:794-797.
- ROMER, A. S. & JENSEN, J. A. 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna III. Sketch of the geology of the Rio Chañares-Rio Gualo region. Breviora, Cambridge, 252: 1-20.

- ROMER, A. S. 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptiles fauna. I – Introduction. *Breviora*, Cambridge, p. 247.
- SPALLETTI, L. A., 1997. Los sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift Triásico de Malargue (sur de Mendoza, República Argentina). *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas e Naturales (Argentina)*, Anales 49, 109-124.
- SPALLETTI, L.A., 2001. 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.
- STEIZNER, A., 1885. *Beitrage zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik. I – Geologischer Theil.* Cassel, Berlin
- STEIZNER, A., 1923-24. Contribución a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes chilenos entre los 32º y 33º S. *Acta de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 8: 1-228
- STIPANICIC, P. N. & BONAPARTE, J. F., 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). En: *Geografía Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.* p. 507-536. Córdoba.
- STIPANICIC, P. N. & BONAPARTE, J. F., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja). In: *II Simposio de Geología Regional Argentina*, 1: 523-575. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- TANKARD, A. J.; ULIANA, M. A.; RAMOS, V. A.; TURIC, M.; FRANCA, A.; MILANI, E.; BRITO NEVES, B.; EYLES, N.; SKARMETA, J.; SANTA ANA, H.; WIENS, F.; CIBRIÁN, M.; LÓPEZ PAULSEN, O.; GERMS, G.; DE WIT, M.; MACHACHA, T. & MILLER, R. MCG., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: Tankard, A. J., Suarez Suroco, M. & Welsink, H. (Eds): *Petroleum Basin of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62*: 5-52.
- ULIANA, M.A. & BIDDLE, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, n.2, p. 172-190.
- ULIANA, M.A.; BIDDLE, K.T. & CERDÁN, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46*, p. 599-613.

- VUJOVICH, G. & KAY, S.M., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica a intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, v. 5, p. 273-291.
- YRIGOYEN, M. R. & STOVER, L. W. 1970. La Palinología como elemento de correlación del Triásico en la cuenca Cuyana. Actas 4^{as} Jornadas Geológicas Argentinas. 2: 247-447.
- ZEIL, W., 1981. Vulkanismus und Geodynamik an der Wende Palaeozoikum/ Mesozoikum in den zentralen und südlichen Anden (Chile-Argentinien). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie. 3-4; p. 298-318.