

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO DE PALEOSSOLOS ALUVIAIS
EM BACIAS SEDIMENTARES MESOZÓICAS:
DETERMINAÇÃO DOS CONTROLES S
EDIMENTARES E IMPLICAÇÕES
PALEOAMBIENTAIS**

CRISTINA PIERINI

ORIENTADOR – Prof.^ª. Dr.^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki

BANCA EXAMINADORA

**Prof. Dr. Nelson Amoretti Lisboa – Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul**

**Prof. Dr. Átila Augusto Stock da Rosa – Departamento de Geociências,
Universidade Federal de Santa Maria**

**Prof. Dr. João Marcelo Medina Ketzer – Departamento de Geografia,
Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul**

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências**

Porto Alegre – 2006

Pierini, Cristina

Caracterização de paleossolos aluviais em bacias sedimentares mesozóicas: determinação dos controles sedimentares e implicações paleoambientais. / Cristina Pierini. – Porto Alegre : Igeo/UFRGS, 2006.

[186 f.]. il + Mapa.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2006.

1. Paleoambiente. 2. Paleoclima. 3. Paleoalterações. 4. Paleossolos. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*“And in the end, the love you take
is equal to the love you make.”*

(John Lennon and Paul McCartney)

Agradecimentos

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (Área de Estratigrafia) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que forneceu estrutura física e um ambiente adequado para a realização deste trabalho. O auxílio financeiro da Agência Nacional de Petróleo (ANP), através de concessão de bolsa de Doutorado, foi imprescindível nos quatro anos de trabalho.

Agradeço também aos colaboradores dos artigos gerados ao longo dos quatro anos de trabalho, principalmente ao professor Dr. Nuno Lamas Pimentel, da Universidade de Lisboa, que teve participação fundamental na etapa de campo e em muitas discussões pertinentes à primeira fase deste trabalho. Faço um agradecimento especial à professora Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki responsável pela orientação dos trabalhos desta Tese de Doutorado. Aos professores Dr. Farid Chemale Jr. e Ubiratan Ferrucio Faccini, pelo apoio e colaboração. Ao colega Eduardo Guadagnin, pelas muitas discussões ao longo do último trabalho de campo, que foram de grande importância na realização do segundo artigo científico produzido. Aos colegas Anderson Maraschin, Carla Klein e Maria Cristina Cerveira Soares pela amizade e companheirismo nos momentos mais difíceis.

Algumas instituições também tiveram sua importância no auxílio à realização de algumas das análises utilizadas neste trabalho. Agradeço especialmente aos funcionários e professores responsáveis pelo Laboratório de Petrofísica do IG/UFBA (prof. Dr. Olivar Lima de Lima) e pelo Laboratório de Isótopos Estáveis do IG/UFPe (prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial).

Deixo por último o agradecimento às pessoas que tem participação especial em minha vida e que, portanto, não poderiam ter, se não, o papel mais importante deste trabalho: meu Pai, minha Mãe, minha Irmã e Cris. A vocês eu dedico esta Tese de Doutorado.

A realização desta tese de Doutorado teve como principal objetivo o estudo de paleossolos e paleoalterações, com ênfase na determinação de critérios para a sua identificação e diferenciação, assim como uma pesquisa envolvendo as diversas interpretações que podem resultar deste estudo. Como resultado desse trabalho, são apresentados três artigos técnicos que desenvolvem o assunto, trazendo os resultados obtidos e que, por fim, sugerem a continuidade desta importante linha de pesquisa. O primeiro artigo traz uma revisão conceitual sobre paleossolos e discute suas principais aplicações. Os outros dois artigos trazem o trabalho desenvolvido em duas bacias sedimentares distintas, também com idades geológicas distintas. A formação da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (NW, Argentina) está associada ao início do Ciclo Gondwânico de idade Permo-Triássica, que é contemporâneo à geração das bacias triássicas argentinas. As formações Talampaya e Tarjados refletem o início do preenchimento sedimentar da bacia e são representadas por arenitos e siltitos de um sistema aluvial/fluvial. De acordo com características macroscópicas, microscópicas e a sua ocorrência no sistema fluvial, foi possível identificar dois tipos de paleossolos. A sua existência reflete, não só as variações laterais do sistema deposicional, como também o clima atuante quando da sua formação. Na Bacia do Recôncavo (NE, Brasil), foram estudados sedimentos depositados em um sistema flúvio-deltáico pertencentes à Formação Sergi e que representam a fase pré-rift da bacia (Juro-Cretáceo). As paleoalterações descritas são resultado das oscilações do lençol freático e, por esse motivo, não representam produtos de pedogênese. O estudo de paleossolos vem adquirindo uma crescente importância, não apenas na caracterização de ambientes deposicionais, como também no refinamento de correlações estratigráficas e na determinação de paleoclimas e paleoambientes. Recentemente, vem sido testada a hipótese de seu papel como selantes e como barreira de permeabilidade em reservatórios de óleo e gás. Enfim, por esses diversos motivos, esse trabalho procurou enfatizar o papel do estudo de paleossolos dentro da ciência geológica, focalizando a necessidade da sua continuidade e de seu constante aprimoramento.

This PhD thesis was principally aimed at the study of paleosols and paleoalterations, emphasizing on determinant criteria for their identification and differentiation, as well as research involving the diverse interpretations that can result from this study. As a result of this research, three technical articles are presented which develop the subject, demonstrating the obtained results, and that, at last, suggest this important line of work to be continued. The first article shows a conceptual review on paleosols and discusses their principal applications. The other two articles show work developed in two distinct sedimentary basins, also with distinct geological ages. The Ischigualasto-Villa Unión Basin (NW, Argentina) formation is associated with the beginning of the Gondwanic Cycle during the Permo-Triassic age, which is contemporaneous to the generation of the Argentine Triassic basins. Talampaya and Tarjados Formations reflect the beginning of the basin's sedimentary fill by sandstones and siltstones from an alluvial/fluvial system. According to macroscopic and microscopic characteristics and the occurrence of the fluvial system, it was possible to identify two types of paleosols. Their existence reflects, not just the lateral variations of the depositional system, but as well as the present climate at the time of formation. In Recôncavo Basin (NE, Brazil), deposited sediments were studied coming from an alluvial-floodplain system pertaining to the Sergi Formation and that represents the pre-rift basin phase (Jurassic-Cretaceous). The described paleoalterations are results of oscillations in the underground water table, and, due to this, do not represent pedogenesis products. Paleosol study has been acquiring a growing importance, not only in characterizing depositional environments, but also in refining stratigraphic correlations, and in determining paleoclimates and paleoenvironments. Recently, the hypothesis that they are a sealant and permeability barrier in gas and oil reserves has been tested. So, for these diverse motives, this study tried to emphasize on the paleosol role in geological sciences, focusing on the necessity of continuing and the perfection of their study.

Sumário

1 – Introdução.....	1
2 – Solos e Paleossolos.....	5
2.1 – Reconhecimento e Classificação	5
2.2 – Pedogênese versus Diagênese: exemplos e aplicações.....	21
3 – Metodologia Utilizada	28
4 – Resumo dos Artigos Elaborados	33
Artigo 1.....	34
Artigo 2.....	37
Artigo 3.....	42
5 – Síntese e Discussão dos Resultados	47
5.1 – Ferramenta para Interpretações Paleoclimáticas e Paleoambientais	47
5.2 – Rochas Selantes em Sistemas Petrolíferos	50
5.3 – Paleossolos como Selantes	54
5.4 – Conclusões.....	58
6 – Referências Bibliográficas.....	60

7 – Artigo 1: “Interpretações estratigráficas e paleoclimáticas a partir do estudo de paleossolos em rochas sedimentares clásticas: uma revisão”	68
8 – Artigo 2: “The lower Triassic paleosols from the Talampaya/Tarjados formations, Ischigualasto-Villa Unión Basin (Northwestern Argentina): paleoclimate and stratigraphic implications”	101
9 – Artigo 3: “The Sergi Formation palaeoalterations: macroscopic, petrographic, geochemical and isotopic (C, O, Sr) characterization (Jurassic-Cretaceous, Recôncavo Basin, NE Brazil)”	137

Lista de Figuras

- Figura 1 – Perfis de solos. A espessura do perfil de solo depende do clima, do tempo de formação do solo e da rocha-matriz. (a) Perfil de solo pedalfer desenvolvido em um granito numa região de chuva intensa. (b) Perfil de solo laterítico desenvolvido em rocha ígnea máfica numa região de clima tropical. (c) Perfil de solo pedocal desenvolvido em substrato sedimentar numa região de pouca chuva (modif. de Press *et al.*, 2006) 8
- Figura 2 – Quadro sinótico dos critérios utilizados para o reconhecimento e descrição de paleossolos em campo e em laboratório (modif. de Andreis, 1981) 9
- Figura 3 – Representação esquemática do clima, vegetação e perfil para as 12 ordens de solo definida pela *US Soil Taxonomy*. Cada ordem é dividida em subordens, totalizando 63 e cada subordem é subdividida em grupos menores, totalizando 327. No final desta classificação é possível obter dezenas de centenas de solos locais, fazendo com que este modelo seja extremamente amplo e detalhado (modif. de Retallack, 2001)..... 15
- Figura 4 – Modelo do posicionamento das zonas vadosa e freática em relação à superfície do terreno (sem escala, <http://abas.org.br>)..... 22
- Figura 5 – Mapa geológico da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (modif. de Caselli, 1998) 40
- Figura 6 – Coluna estratigráfica da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión subdividida em Sequências Estratigráficas e Tratos de Sistema de acordo com trabalho de Guadagnin (1998). Ao lado, a sucessão dos principais sistemas deposicionais e etapas tectônicas. TSNBA: Trato de Sistema de Nível de Base Alto; TST: Trato de Sistema Transgressivo; TSNBB: Trato de Sistema de Nível de Base Baixo; LS: Limite de Sequência; SIM: Superfície de Máxima Inundação; ST: Superfície Transgressiva; CVF: Complexo Valle Fértil 41
- Figura 7 – Mapa de localização da Bacia do Recôncavo e dos principais campos produtores de petróleo e gás (modif. de Scherer *et al.*, 2004)..... 44
- Figura 8 – Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo (modif. de Caixeta *et al.*, 1994) 45
- Figura 9 – Classificação, características petrográficas e gênese das paleoalterações da Formação Sergi (Scherer *et al.*, 2004)..... 46

Figura 10 – Diagrama de fluxo para a classificação genética de um sistema petrolífero (modif. de Demaison & Huizinga, 1994) 51

Figura 11 – Elementos de uma armadilha estratigráfica (modif. de Biddle & Wielchowsky, 1994)..... 54

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Principais feições macroscópicas e microscópicas utilizadas para o reconhecimento de paleossolos (modif. de Retallack, 1988) 17

Tabela 2 – Alguns exemplos de ordens de solo do Estado do Rio Grande do Sul e suas principais características.....19

Tabela 3 – Diferenciação entre calcretes e dolocretes pedogênicos e de água subterrânea (modif. de Pimentel *et al.*, 1996)..... 26

Tabela 4 – Valores de porosidade, permeabilidade, teores de CaO, características macroscópicas e microscópicas dos diferentes tipos de paleossolos das formações Talampaya/Tarjados, Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina). Va - Vertissolos argilosos, Vc – Vertissolos carbonáticos, CLA – Cerro La Torre, QDL – Quebrada del León..... 57

1 - Introdução

Quando se fala em paleossolos, logo vem a mente, principalmente para os geólogos, a idéia da rocha. O solo fossilizado parece, de certa forma, mais estável e imutável. No entanto, não podemos esquecer que estes mesmos paleossolos, que encontramos soterrados entre seqüências de rochas e, tantas vezes, muito abaixo da superfície atual, já estiveram muito próximos de todos os processos que atuam na superfície de nosso planeta. Com uma diferença apenas: dependendo da idade destes paleossolos, essas condições superficiais podem ser completamente diferentes das atuais.

O estudo de solos antigos se caracteriza por ser fundamentalmente uma ciência de campo. Seu objeto de estudo é tão amplo que não é possível trazê-lo em sua totalidade para dentro de um laboratório. O trabalho de campo, nesse tipo de estudo, envolve a identificação de diferentes tipos de paleossolos e a determinação de sua relação uns com os outros e, também, com as rochas e sedimentos nos quais esses paleossolos foram formados. Essas atividades de mapeamento e reconhecimento são os primeiros passos para o estudo de paleossolos. As observações de campo são importantes, pois determinam como os paleossolos estudados devem ser amostrados e, posteriormente, analisados. As análises posteriores, feitas em laboratório, testam ou confirmam as hipóteses levantadas em campo.

Uma das linhas de grande interesse no estudo de paleossolos concerne à interpretação de antigos ambientes de formação de solos. Cada tipo de solo representa um paleoambiente distinto. Por exemplo, as relações de paleossolos em uma seqüência de depósitos de barra de pontal, diques marginais, espriamento de *crevasse* e planície de inundação podem ser um guia para a determinação de sua distribuição através da superfície aluvial (Retallack, 2001). Desta forma, muitos trabalhos, como os recentes de McCarthy &

Pierini, C. (2006)

1

Plint (1999), Mack *et al.* (2003), Kemp *et al.* (2006), Wook-Hyun *et al.* (2006), detalharam o estudo de paleossolos em ambientes continentais com o objetivo de providenciar informações mais precisas para a reconstrução de superfícies antigas.

Muitos estudos de paleossolos estão voltados para interpretações paleoclimáticas como os trabalhos de Demko *et al.* (2004), Sheldon (2005), Wanas & El-Hassan (2006), Gardner *et al.* (2006). Muitas vezes, a variedade de solos encontrada em uma região é resultado de mudanças paleoclimáticas e paleohidrológicas que ficam impressas nas várias feições pedogênicas que podem ser reconhecidas tanto em escala de campo, como em escala microscópica. Os critérios de campo podem ser cores dos horizontes, presença de *slickensides*, de gretas de contração, cores de marmoreados, presença e tipo de tocas e marcas de raízes, entre outros tantos critérios que, em conjunto, identificam a existência de um determinado tipo de clima. Entre os inúmeros critérios microscópicos, podem ser citados como exemplo argilominerais de iluviação, rizólitos preenchidos por micrita, as variadas microfábricas de carbonatos como a esferoidal, enfim, texturas, cristais e fábricas que se somam às feições macroscópicas para que a interpretação paleoclimática seja cada vez mais confiável.

Uma aplicação adicional no estudo de paleossolos é sua utilização como marcadores de horizontes estratigráficos, ou seja, horizontes distintos que podem ser traçados para estabelecer relações de tempo e espaço entre diferentes unidades sedimentares. Os paleossolos são especialmente úteis para estabelecer idades relativas em seqüências quaternárias muito antigas (mais que 100.000 anos) para a aplicação do método de datação com radiocarbono ou ainda, muito jovens e com um conteúdo fossilífero muito pobre e insuficiente para essa finalidade. Os paleossolos quaternários podem ser diferenciados pelo conteúdo de argila e pela coloração avermelhada ou pela grande quantidade de carbonatos (Busacca & Singer, 1989). Desta forma, eles formam divisões naturais entre depósitos aluvionares ou de *loess*, que são, por sua vez, muito difíceis de serem diferenciados uns dos outros (Rutter *et al.*, 2006; Schellenberger & Veit, 2006).

As últimas décadas vêm mostrando um refinamento nos estudos paleoclimáticos através de interpretações quantitativas de valores de precipitação média anual, de

temperatura média anual e do CO₂ atmosférico em seqüências sedimentares antigas, a partir de paleossolos (Mack *et al.*, 1991; Koch *et al.*, 1995). A estimativa da precipitação é obtida através de índices de intemperismo geoquímico (Sheldon *et al.*, 2002) e de uma função da profundidade do horizonte carbonático. Essa função foi desenvolvida para paleossolos formados a partir de sedimentos friáveis e situados em setores aluviais (Retallack, 1994; Retallack, 2001). A estimativa da precipitação é utilizada para classificar o clima em zonas que incluem o árido (50-250 mm), semi-árido (250-500 mm), sub-úmido (500-1000 mm) e úmido (1000-2000 mm) (Bull, 1991).

Como resultado da última década de estudos e perspectiva para os anos futuros, além do avanço nas áreas acima mencionadas, os paleossolos mostram grande eficiência como possíveis guias na exploração de petróleo e gás (Retallack, 2001). Os paleossolos, por exemplo, são encontrados lateralmente em relação aos canais fluviais, que podem ser importantes rochas-reservatório em bacias produtoras de óleo. Além disso, já se visualizam os primeiros trabalhos descrevendo níveis de paleossolos como selantes em sistemas petrolíferos, como o de Almon & Dawson (2000). Os autores determinaram a capacidade selante de paleossolos interstratificados com seqüências não-marinhas (fluvial e lacustre) e estuarinas na bacia de Sumatra Central (Indonésia).

O **objetivo** principal desse trabalho de Tese é identificar e caracterizar, através de técnicas de campo e de diversas técnicas analíticas, tipos de paleossolos em diferentes contextualizações geológicas. A partir da caracterização dos diferentes tipos de paleossolos procurou-se extrair informações paleoclimáticas e paleoambientais que pudessem esclarecer quanto aos processos envolvidos na deposição das formações geológicas estudadas, como também quanto aos fatores climáticos existentes durante seu desenvolvimento. O tema da utilização de níveis de paleossolos como selantes em bacias produtoras de óleo ou gás foi proposto como uma breve discussão, através da análise de alguns dados preliminares obtidos. Desta forma, é certo dizer que esse trabalho tem interesse em mostrar a importância do estudo de paleossolos, as diversas ferramentas envolvidas no seu processo de reconhecimento e classificação e as variadas e úteis

informações para o entendimento dos processos de sedimentação em escala local e também em escala de bacia sedimentar, que podem ser obtidas ao final desse processo.

2 – Solos e Paleossolos

2.1 – Reconhecimento e Classificação

O *Solo*, um dos nossos mais importantes recursos naturais, é composto por fragmentos de rocha, argilominerais formados pela alteração química dos minerais da rocha-matriz e pela matéria orgânica produzida por organismos que nele vivem. Embora o solo seja, ele próprio, um produto do intemperismo, sua presença ou ausência pode afetar o intemperismo químico e físico dos materiais rochosos.

Uma vez iniciada a formação de solo, ele funciona como um agente geológico que acelera a alteração da rocha. O solo retém a água da chuva e hospeda diversos vegetais, bactérias e outros organismos. Essas formas de vida geram um ambiente ácido que, juntamente com a umidade, promove o intemperismo químico, o qual altera e dissolve os minerais. Raízes de plantas e cavidades feitas por organismos no solo promovem o intemperismo físico, pois ajudam a criar fraturas e descontinuidades na rocha. Os intemperismos químico e físico, por sua vez, levam a formação de mais solo (Press, *et al.*, 2006).

Observado em corte (perfil vertical), o solo consiste em diferentes horizontes ou camadas do material alterado (regolito) resultante da desagregação ou decomposição da rocha-mãe que o originou, pois nele ocorreram acréscimos, subtrações e deslocamentos de materiais, além de transformações de energia. A camada superior do solo, em geral com espessuras de 1 até 2 metros, é comumente mais escura, contendo a maior concentração de matéria orgânica. Essa camada superior é conhecida como **horizonte A** (Fig. 1). Num solo espesso que se formou durante um longo período de tempo, os componentes inorgânicos

dessa camada de topo são predominantemente argilominerais e os minerais insolúveis, como o quartzo. Os minerais solúveis foram lixiviados dessa camada e, sotoposta a ela, está o **horizonte B**, onde a matéria orgânica é esparsa. Nesta camada, os minerais solúveis e os óxidos de ferro podem ter se acumulado em pequenas camadas, lentes e crostas. A camada inferior, o **horizonte C**, é o substrato rochoso levemente alterado, fragmentado e decomposto, associado com os argilominerais do intemperismo químico. A transição de um horizonte para o outro, geralmente é indistinta.

É possível distinguir três grupos principais de solo com base na sua mineralogia e composição química, as quais também podem ser correlacionadas com o clima (Press *et al.*, 2006):

Clima temperado: grupo “pedalfer” - o nome pedalfer deriva da palavra grega *pedon*, que significa “chão” ou “solo” e dos símbolos dos elementos químicos alumínio (Al) e ferro (Fe). As camadas superior e intermediária de um solo do grupo pedalfer contêm abundantes minerais insolúveis, como o quartzo, argilominerais e produtos da alteração de minerais ricos em ferro. Carbonatos e outros minerais mais solúveis estão ausentes. As características dos solos de regiões com chuva e temperatura moderadas dependem do clima, do tipo de rocha matriz e do intervalo de tempo que o solo teve para se desenvolver e espessar. Tanto o intemperismo intenso, como a longa exposição à alteração, diminuem a influência da rocha-matriz. Por isso, um solo desenvolvido em clima úmido com temperaturas moderadas sobre um embasamento de granito, num intervalo de tempo relativamente curto, pode diferir muito de um solo formado em calcário sob as mesmas condições, pois a influência da rocha matriz permanece grande. Depois de milhares de anos, entretanto, as diferenças entre os dois solos podem diminuir ou mesmo desaparecer. Ambos podem desenvolver os mesmos argilominerais, dependendo da exata natureza do clima e terão perdido todos os minerais solúveis das camadas superiores.

Clima úmido: grupo dos lateritos - em climas quentes e úmidos, o intemperismo é rápido e intenso e os solos tornam-se espessos. Umidade, temperaturas altas e abundância de vegetação aceleram tanto o intemperismo químico, que a camada superior do solo é

lixiviada de todos os minerais solúveis e facilmente alteráveis. O resíduo desse rápido intemperismo é o laterito, um solo vermelho no qual o feldspato e outros silicatos foram completamente alterados, deixando para trás, predominantemente, óxido de ferro, de alumínio e hidróxidos. Nos lateritos a sílica e o carbonato de cálcio foram lixiviados.

Clima seco: grupo pedocal - escassez de água e ausência de vegetação dificultam a ação do intemperismo, de modo que os solos, nas regiões áridas, são delgados. Em áreas frias e secas, onde o intemperismo químico é muito lento, a influência da rocha matriz é preponderante, mesmo quando os solos se formaram num longo período de tempo. Como resultado o horizonte A contém muitos minerais inalterados e fragmentos da rocha-matriz. Quando a chuva é esparsa demais para dissolver quantidades significativas de minerais solúveis, os mesmos podem permanecer no horizonte A. Os pedocais são os solos dominantes nas regiões áridas. Eles são ricos em cálcio, derivado do carbonato de cálcio e em outros minerais solúveis e pobres em matéria orgânica. A maior parte da água do solo está próxima da superfície e evapora no período entre as chuvas, deixando para trás nódulos e concreções de precipitados de carbonato de cálcio, predominantemente no horizonte intermediário (Press *et al.*, 2006).

Uma infinidade de processos e fatores podem contribuir para a alteração dos sedimentos depositados na superfície terrestre até que estes possam ser classificados como solo. Um dos principais fatores na formação de solos é o clima. O clima existente determina o tipo de intemperismo atuante.

O **Intemperismo** é o processo geral pelo qual as rochas são destruídas na superfície da Terra. O intemperismo produz a maior parte dos argilominerais, todos os solos e as substâncias dissolvidas e carregadas pelos rios para os oceanos. As rochas podem modificar-se pela atuação de dois processos: através do intemperismo químico, que ocorre quando os minerais de uma rocha são quimicamente alterados ou dissolvidos e através do intemperismo físico, que ocorre quando a rocha sólida é fragmentada por processos mecânicos que não mudam a sua composição química original (Press *et al.*, 2006). Todas as rochas são passíveis de sofrerem alteração, porém a forma e a taxa em que isso ocorre é variável. A taxa na qual uma rocha é alterada depende de muitos fatores. A princípio, o

tamanho das partículas irá influenciar na taxa de intemperismo, assim como a presença ou ausência de fraturas (Guerra *et al.*, 1999). A composição mineral da rocha também é um fator importante. Ainda podem-se citar como fatores que controlam a desintegração e a decomposição das rochas: as propriedades da rocha-matriz, o clima, a presença ou ausência de solo e o tempo de exposição das rochas à atmosfera.

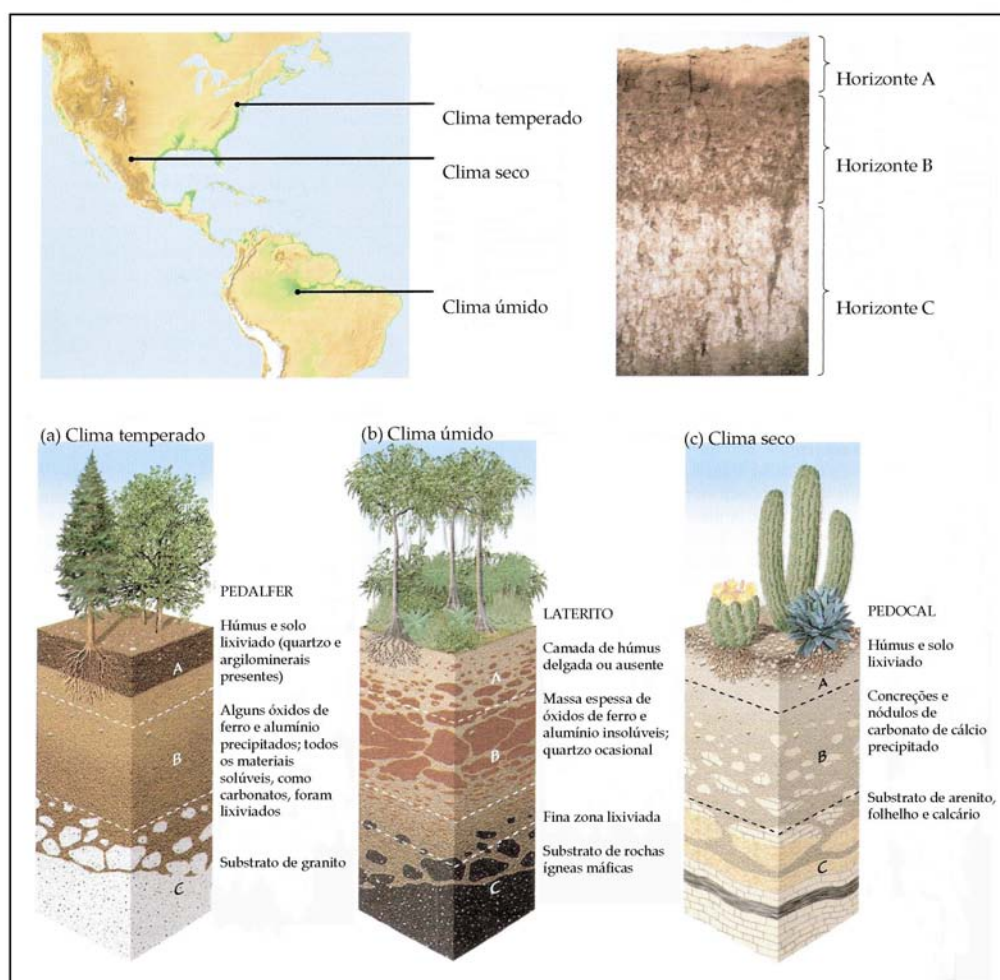


Figura 1: Perfis de solos. A espessura do perfil de solo depende do clima, do tempo de formação do solo e da rocha-matriz. (a) Perfil de solo pedalfer desenvolvido em um granito numa região de chuva intensa. (b) Perfil de solo laterítico desenvolvido em rocha ígnea máfica numa região de clima tropical. (c) Perfil de solo pedocal desenvolvido em substrato sedimentar numa região de pouca chuva (modif. de Press *et al.*, 2006).

Os **Paleossolos** são solos antigos que são preservados no registro geológico. O estudo dos paleossolos é o objetivo fundamental da Paleopedologia, ciência que, portanto, está relacionada ao estudo de solos que se formaram em superfícies de relevos no passado (Andreis, 1981). A origem da Paleopedologia foi como um campo discreto, no final do século XIX, durante o desenvolvimento da ciência dos solos (Tandarich & Sprecher, 1994). Desde então, o estudo de paleossolos aprimorou-se e hoje, abrange uma série de aplicações.

O reconhecimento de um paleossolo é feito através da determinação e descrição de propriedades macroscópicas e microscópicas (Fig. 2). Desta forma, pode-se dizer que:



Figura 2: Quadro sinótico dos critérios utilizados para o reconhecimento e descrição de paleossolos em campo e em laboratório (modif. de Andreis, 1981).

(1) as propriedades macroscópicas e a sua descrição adequada são essenciais para a determinação de um paleossolo no campo; (2) para que um determinado estrato seja considerado um paleossolo, devem estar presentes mais de uma característica pedogênica ou horizonte distintivo; (3) é indispensável a combinação das informações de campo com a aplicação de métodos de laboratório, a fim de obter uma caracterização mais completa de um determinado paleossolo e compreender melhor a natureza dos processos que contribuíram para a sua formação e (4) a não ser que tenham sofrido modificações

diagenéticas ou metamórficas posteriores, os paleossolos apresentam características macroscópicas e microscópicas semelhantes as que podem ser encontradas em solos atuais (Andreis, 1981). Portanto, os paleossolos possuem feições distintivas e a maior parte dessas características são também encontradas nos solos modernos (Tab. 1). No entanto, algumas diferenças importantes ocorrem, resultantes dos processos de compactação e alteração pós-soterramento, que modificam certas propriedades químicas diagnósticas dos solos modernos. Além disso, paleossolos podem ser alterados por influência de águas subterrâneas, atividade hidrotermal ou ainda, metamorfismo. Nesses casos, uma mistura de feições pode dificultar a identificação dos paleossolos. Interpretações paleoclimáticas também devem ser feitas com cuidado, levando em consideração possíveis obliterações de feições ou modificações de minerais indicadores de clima (Birkeland, 1999; Retallack, 2001).

A classificação dos solos atualmente encontrados na superfície terrestre é muito importante para a compreensão dos paleossolos, já que muitas de suas feições podem ser entendidas a partir da comparação com solos atuais.

A partir da segunda metade do século XIX começaram a ser estruturadas as primeiras classificações de solos para planejamento agrícola (Retallack, 2001). Desde então, surgiram muitas outras classificações com base em comparações pedológicas, cada uma com sua utilidade particular. Dentre estas, duas classificações merecem atenção especial: o mapa de solos da Organização para Agricultura e Alimentação (*Food and Agriculture Organization* – FAO 1971 a 1988) da Organização das Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura (UNESCO) e a classificação de solos do Serviço de Conservação de Solos (*Soil Conservation Service – Soil Survey Staff* 1975, 1998) do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (*US Department of Agriculture – USDA*). Ainda, é interessante apresentar a classificação de solos do Estado do Rio Grande do Sul, pela sua variedade.

Mapa Mundial da FAO

Os mapas da FAO são em escala 1 : 5 000 000 e são acompanhados de volumes com extensas notas sobre clima, vegetação, posicionamento geomorfológico e material fonte, constituindo uma base de dados global para comparações com paleossolos. Os volumes explicativos e mapas de solos começaram a aparecer em 1971 e o décimo primeiro volume foi publicado em 1981. A classificação da FAO que mantém nomes tradicionais como *Chernozem* e *Podzol* e adiciona nomes novos como *Acrissolo* e *Ferrossolo*, está baseada em um sistema de horizontes diagnósticos e é hierárquica, como a taxonomia dos Estados Unidos (FAO, 1974).

O mapa mundial da FAO possui 26 unidades maiores como *Podzol* e *Acrissolo* e sub-unidades que são especificadas por adjetivos, como *Podzol* húmico e *Acrissolo* ferroso. Este sistema implica na existência de algumas feições (horizontes diagnósticos) mais fundamentais para a classificação do que outras. Por exemplo, os solos do tipo *Acrissolo* ferroso possuem um perfil fortemente enriquecido em óxidos de ferro, mas com processos de intemperismo atuando de forma menos intensa do que nos solos do tipo *Ferrossolo*, desta forma, suas características de *Acrissolo* são entendidas como sendo mais importantes para a sua classificação do que o processo de ferruginização.

A classificação da FAO é muito boa para solos tropicais e para encontrar solos modernos análogos a perfis de paleossolos.

Classificação de Solos dos Estados Unidos

Esta classificação também tem uma estrutura hierárquica com horizontes diagnósticos e outras feições de solos (como nódulos de carbonato) que servem como base para a sua organização. Os solos são classificados primeiramente em níveis gerais (um total de 12 ordens) e, progressivamente, em subdivisões mais limitadas, chegando às séries de nomes locais de solos. Desta forma, um *Petrocalcic Paleustalf* pertence à ordem *Alfissolo* (sufixo 'alf') e à sub-ordem que indica clima seco (prefixo 'ust'), dentro de um grande

grupo formado em antigas superfícies (prefixo ‘pale’) e ao sub-grupo que é caracterizado pela presença de uma crosta calcária em profundidade (petrocálcico *-petrocalcic*).

Os oito horizontes diagnósticos de superfície e os outros 19 horizontes de sub-superfície, são os conceitos fundamentais para se entender esta taxonomia de solos. Um horizonte de superfície é denominado ‘epipedon’ e nem sempre corresponde ao horizonte A, pois muitas vezes pode incluir material do horizonte B. As doze ordens de solos são (Fig. 3):

- (1) Entissolo (solo incipiente): a principal feição deste tipo de solo é o seu baixo grau de desenvolvimento, devido a um curto tempo de formação ou à presença de condições não favoráveis. Pode possuir marcas de raízes, alguns minerais formados pelo intemperismo e níveis de matéria orgânica, mas as feições sedimentares, cristalinas ou metamórficas da rocha original permanecem pouco alteradas pelos processos de formação de solo;
- (2) Inceptissolo (solo jovem): possuem algumas feições de pedogênese, mas ainda inferiores às outras ordens de solos. Esse tipo de solo, por exemplo, pode apresentar acumulações de argilominerais em sub-superfície, mas não o suficiente para caracterizar um horizonte argiloso;
- (3) Andissolo (solo de cinza vulcânica): a cinza vulcânica se altera rapidamente, gerando produtos de intemperismo amorfos, como a imogolita e argilominerais como a esmectita. Estes solos, portanto, são altamente férteis, ricos em matéria orgânica e com baixa densidade;
- (4) Histossolo (solo de turfa): são solos orgânicos com espessas camadas de turfa que se formam em localidades bem drenadas, de clima frio ou em porções permanentemente saturadas em água. A decomposição da matéria orgânica é inibida pela saturação de água que impede a oxidação;
- (5) Spodossolo (solos de florestas de terreno arenoso): a feição diagnóstica destes solos é a presença de um horizonte de sub-superfície enriquecido em óxidos de ferro e de alumínio ou matéria orgânica. Esses solos podem formar-se em poucas centenas de anos a partir de areias ricas em quartzo, mas também podem se formar pela ação de

um intenso processo de intemperismo sobre materiais argilosos. Spodosolos são encontrados principalmente em climas úmidos, onde argilominerais e sais solúveis podem ser removidos do perfil;

(6) Alfissolo (solos de florestas de terreno fértil): estes solos ricos em bases (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) possuem um horizonte de superfície de cores claras sobre um horizonte de sub-superfície argiloso, de cor escura, que é rico em cátions livres (saturação em bases superior a 35%). Esta porcentagem pode ser assumida para um paleossolo que possua nódulos de carbonato em um horizonte mais profundo. Se este horizonte está faltando é possível distinguir Alfissolos de outros solos pobres em bases (Ultissolo) através: (1) da presença ou não de argilominerais como as esmectitas; (2) da facilidade de encontrar minerais suscetíveis ao intemperismo como os feldspatos ou através das razões de intemperismo de alumínio/bases inferior a dois;

(7) Ultissolo (solos de florestas de terreno pobre em bases): estes solos são similares aos Alfissolos em quase todo o perfil, inclusive pela presença de um horizonte de sub-superfície argiloso bem desenvolvido. São comuns argilominerais como a caulinita e outros minerais ricos em alumínio altamente alterados, como a gipsita. Possuem razões de alumínio/bases maior que dois. Essa condição de baixos teores de bases está relacionada com um longo período de formação (dezenas de centenas a milhares de anos);

(8) Oxissolo (solos tropicais muito alterados): estes solos são profundamente alterados e texturalmente uniformes, não se encontrando mais do que traços de minerais alterados e com domínio de argilominerais como caulinitas ou óxidos pobres em bases, como gipsita ou bohemita. Apresenta pequena quantidade de minerais suscetíveis à alteração (como feldspatos) e a razão de intemperismo para alumínio/bases, é igual ou superior a 10. Seu desenvolvimento é favorecido em climas tropicais úmidos, onde o intemperismo é mais intenso;

(9) Vertissolo (solos argilosos): são solos argilosos espessos e uniformes que formam fendas relativamente largas durante a estação seca do ano. Este conjunto de fendas pode produzir uma topografia denominada micro-relevo *gilgai*. Esses solos ocorrem

em regiões de clima semi-úmido a semi-árido (180-1520mm de precipitação média anual) com a ocorrência de estações secas pronunciadas;

(10) Mollissolo (solos em vegetação gramínea): possuem um horizonte de superfície rico em bases e com uma mistura de argilominerais e matéria orgânica. São feições características deste tipo de solo as raízes finas e abundantes, típicas da vegetação gramínea, torrões em forma de farelos e uma grande quantidade de tocas (*burrows*) formadas pelas populações de invertebrados. São encontrados em climas sub-úmido a sub-árido;

(11) Aridissolo (solos desérticos): são solos formados em regiões áridas a semi-áridas. A chuva nestas regiões é insuficiente para lixiviar os sais solúveis e estes solos acabam formando horizontes carbonáticos, gipsíferos ou salíferos com profundidade inferior a 1m. Estes compostos podem formar camadas contínuas ou grandes nódulos. Muitos aridissolos possuem horizontes argilosos em sub-superfície. Imagina-se que, tanto os argilominerais como os carbonatos encontrados, sejam derivados do intemperismo de sedimentos extremamente finos, ricos em feldspatos ou outros minerais suscetíveis aos processos de degradação;

(12) Gelissolo (solos sujeitos à ação do gelo): é possível identificar algumas deformações provocadas pelo gelo em paleossolos, como diques clásticos ou bandamentos provocados pelo congelamento. Outra evidência é a associação do paleossolo com tilitos ou outros depósitos de origem glacial;

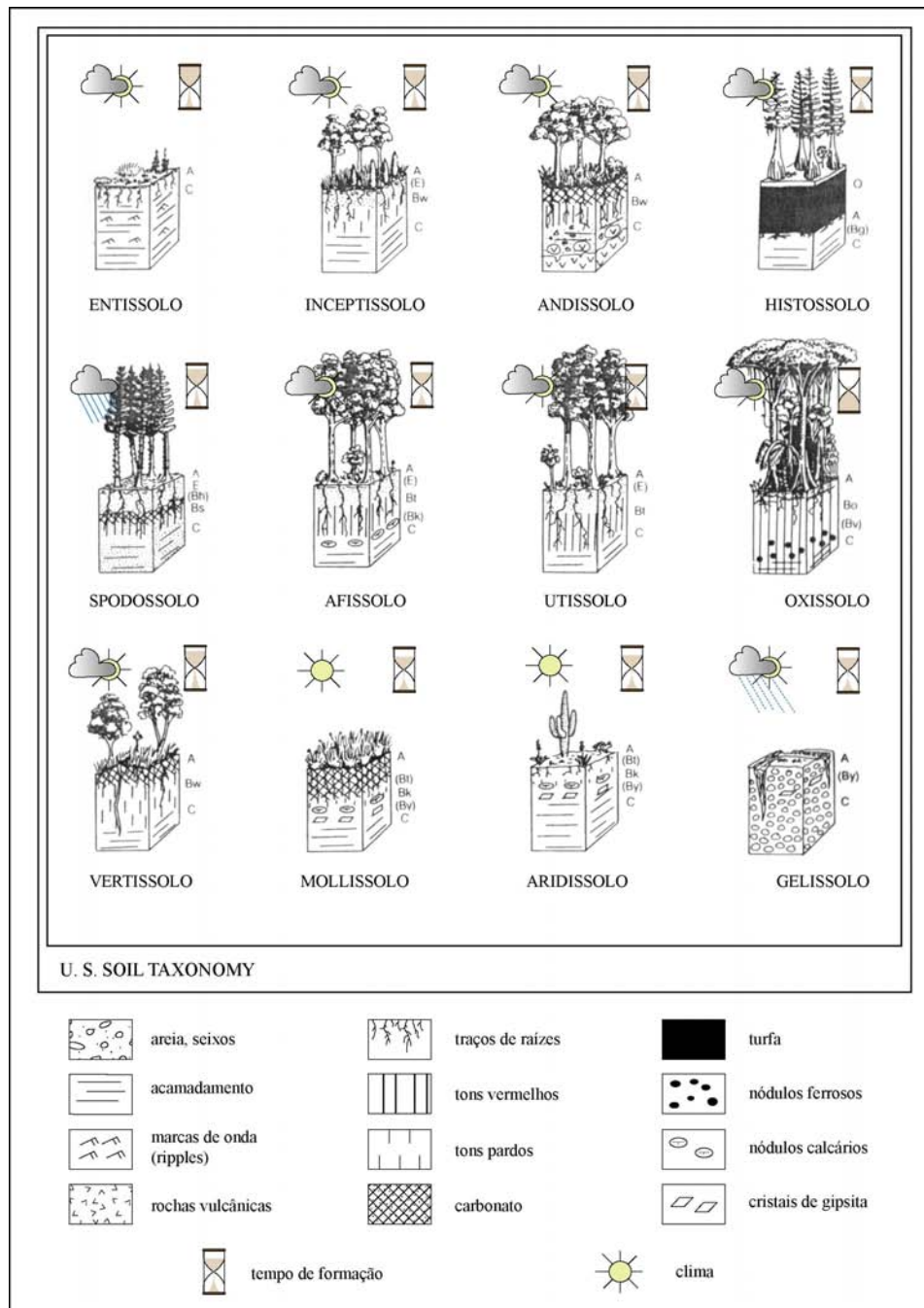





Figura 3: Representação esquemática do clima, vegetação e perfil para cada ordem de solos definida pela *US Soil Taxonomy*. Cada ordem é dividida em subordens, totalizando 63 e cada subordem é subdividida em grupos menores, totalizando 327. No final desta classificação é possível obter dezenas de centenas de solos locais, fazendo com que este modelo seja extremamente amplo e detalhado (modif. de Retallack, 2001).

Classificação de Solos do Rio Grande do Sul

O Rio Grande do Sul caracteriza-se por uma heterogeneidade muito grande de tipos de solos, tendo em vista a grande diversidade dos fatores responsáveis pela formação desses solos. A proposta aqui apresentada (Tab. 2) é uma classificação resumida e faz parte do Relatório Final do Inventário Florestal Contínuo do Rio Grande do Sul que é resultado de uma parceria da Secretaria do Meio Ambiente do Estado do Rio Grande do Sul (Sema) com a Universidade Federal de Santa Maria (<http://coralx.ufsm.br/ifcr/frame.htm>) e baseia-se nas classificações da EMBRAPA (1999) e de Moser (1990).

<i>Feição</i>	<i>Significado</i>	<i>Exemplo</i>
Raízes	As raízes podem provocar marcas no solo através de ação mecânica, pela penetração no solo e deslocamento de partículas ou através de ação química, pela geração de um micro-ambiente geoquímico distinto. As marcas provocadas por raízes são denominadas de rizoconcreções e auréolas (<i>drab-haloes</i>).	
Horizontes	Os horizontes de solo de um paleossolo podem variar consideravelmente dependendo das condições sob as quais este paleossolo foi formado e conseqüentemente soterrado. Alguns tipos de horizontes são tão característicos que recebem nomes, como <i>cornstone</i> , que é um horizonte de carbonato nodular (ou horizonte Bk) ou ainda <i>ganisters</i> , que são horizontes arenosos e silicificados formados próximos à superfície (ou horizonte E).	 <p style="text-align: center;">Horizonte E</p>
Torrões (<i>peds</i>)	Torrões são agregados de solos, ou seja, massas de terra separadas por fendas, raízes, tocas ou outro tipo de aberturas no solo e que constituem uma unidade fundamental da estrutura de um solo. Torrões são classificados pelo seu tamanho, angularidade e forma.	 <p style="text-align: center;">Torrões angulares</p>

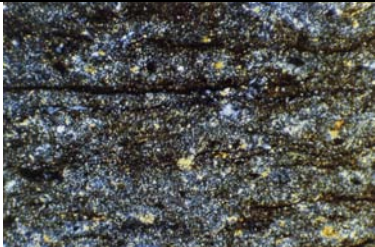
Feição	Significado	Exemplo
Feições microscópicas	A formação de um solo é expressa, na escala microscópica, pelo desenvolvimento de uma fábrica brilhante de argilominerais. A fábrica plásmica de um solo ou paleossolo é um aspecto distintivo para o seu reconhecimento. Quando os argilominerais apresentam-se altamente orientados e possuem uma alta birrefringência sob o cruzamento dos nicóis, denomina-se a fábrica do solo de fábrica plásmica <u>sépica</u> . Em contraste, uma fábrica onde os argilominerais estão fracamente orientados, com aspecto sombrio e manchados aleatoriamente, denomina-se <u>asépica</u> .	 <p>Fábrica sépica</p>
<p>Outros exemplos de feições de paleossolos:</p> <p><u>Massas (glæbulas)</u>: massas são segregações naturais de material do solo. As massas podem ter uma forma irregular até quase esférica e também possuem variações na sua estrutura interna. Dois tipos mais comuns de massas são nódulos e concreções;</p> <p><u>Cristais</u>: os cristais ocorrem em alguns tipos de paleossolos, especialmente em fendas e cavidades como canais de raízes e tocas;</p> <p><u>Pedotúbulos</u>: termo geral para as feições tubulares em paleossolos características de marcas de raízes e tocas. Os pedotúbulos são classificados de acordo com a sua composição e o tipo de material encontrado ao seu redor;</p> <p><u>Películas (cutans)</u>: São superfícies modificadas através de acumulações finas de minerais na superfície de torrões, clastos, fendas ou cristais. A composição química original de uma película pode ser um importante indicador das condições químicas de formação de um paleossolo. Por exemplo, películas não-carbonáticas, não-argilosas e ferruginosas indicam condições ácidas e altamente oxidantes, como pode ser observado em paleossolos arenosos e bem drenados de clima úmido.</p>		

Tabela 1: Principais feições macroscópicas e microscópicas utilizadas para o reconhecimento de paleossolos (modif. de Retallack, 1988).

<i>Classificação de Solos do RS</i>	<i>Características</i>
<u>Latossolo Roxo (Latossolo)</u>	solos com horizonte B latossólico desenvolvidos a partir de rochas vulcânicas básicas com teores de Fe ₂ O ₃ superiores a 18%. Apresentam coloração tipicamente vermelha e textura argilosa. A transição entre os horizontes é geralmente gradual a difusa, tornando sua diferenciação difícil. São altamente friáveis quando úmidos, com estrutura granular muito fina;
<u>Terra Bruna Estruturada (Nitossolo)</u>	solos não hidromórficos com horizonte B textural. A profundidade dos perfis varia de 100 a 150 cm. O horizonte A, possui espessuras entre 45 a 60 cm e é de caráter húmico. Apresenta nítido desenvolvimento de estrutura em blocos sub-angulares. Uma característica marcante dessa classe de solo é a capacidade de perda de umidade e conseqüente contração, evidenciada pela presença de uma macroestrutura prismática nos cortes de estrada. São derivados de rochas vulcânicas básicas e intermediárias, o que lhes confere teores variáveis de Fe ₂ O ₃ , mas normalmente superiores a 10%;
<u>Podzólico Bruno Acinzentado (Luvisolos)</u>	solos não hidromórficos com horizonte B textural, argiloso ou muito argiloso, com escurecimento em seu topo devido à migração e ao acúmulo de matéria orgânica e conseqüente diferenciação dos horizontes. O horizonte A, de tonalidade mais clara, contrasta abruptamente com o horizonte B, de coloração brunada ou amarelada. Desenvolvem-se principalmente a partir de rochas sedimentares de granulação fina (argilitos, siltitos e folhelhos), bem como a partir de rochas do embasamento cristalino ou de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias;
<u>Podzólico Vermelho-Escuro (Argissolos)</u>	solos não hidromórficos com horizonte B textural de coloração vermelho-escura. A hematita é o óxido de ferro predominante, responsável pela coloração vermelha desse tipo de solo. Desenvolvem-se a partir de materiais de origens diversas exceto de rochas básicas ou ultrabásicas;
<u>Podzólico Vermelho-Amarelo (Alissolos)</u>	solos não hidromórficos, pouco profundos a profundos (50 a 200 cm). O horizonte B é textural com acúmulo significativo de argila. Dependendo do material de origem podem conter cascalho ao longo do perfil. Esses solos desenvolvem-se a partir de diversos materiais, porém são sempre pobres em ferro;
<u>Brunizém Avermelhado (Chernossolos)</u>	solos não hidromórficos, sempre com horizonte A chernozêmico e horizonte B textural com argila de atividade alta e eutróficos ao longo do perfil. São constituídos geralmente por perfis pouco profundos (50 a 100 cm) apresentando pedras à superfície e/ou misturadas à massa de solo. Desenvolvem-se quase sempre a partir de rochas básicas, ígneas ou não, ricas em cálcio e magnésio ou de rochas sedimentares que apresentam lentes ou intercalações de calcário;

<p><u>Planossolo (Planossolos)</u></p>	<p>solos típicos de áreas baixas, onde o relevo permite excesso de água permanente ou temporário, ocasionando fenômenos de redução que resultam no desenvolvimento de perfis com cores cinzentas. Uma característica marcante desses solos é a presença de horizonte superficial aluvial de textura arenosa ou média, que contrasta abruptamente com o horizonte subjacente B, com elevada concentração de argila. São derivados de sedimentos aluvionares referentes ao período Quaternário, provenientes de arenitos e siltitos;</p>
<p><u>Cambissolo (Cambissolo)</u></p>	<p>solos com presença de horizonte B incipiente e baixo gradiente textural entre os horizontes. São solos minerais, não hidromórficos, de coloração bruno-avermelhada, com seqüência de horizontes A, B e C;</p>
<p><u>Areias Quartzosas (Neossolos)</u></p>	<p>solos profundos, a muito profundos, não hidromórficos, pouco evoluídos, de textura arenosa. São excessivamente drenados, com seqüência de horizontes do tipo A e C, de coloração clara e avermelhada. Apresentam horizonte A moderado e praticamente não dispõem de reservas de minerais primários de fácil alteração;</p>
<p><u>Vertissolo (Vertissolos)</u></p>	<p>solos que apresentam mudanças em volume decorrente da variação do teor de umidade. Também podem formar fendas profundas (1 cm de largura até uma profundidade de 50 cm) em épocas do ano onde há pelo menos algum período seco. A presença de <i>slickensides</i> decorre da movimentação da massa de solo e de suas propriedades de contração e quebra, quando secos e expansão, quando úmidos. Esse comportamento é típico de solos com a presença de argilominerais do tipo 2:1.</p>

Tabela 2: Classificação resumida dos tipos de solo do Rio Grande do Sul de acordo com o Inventário Florestal Contínuo do Rio Grande do Sul (<http://coralx.ufsm.br/ifcr/frame.htm>).

2.2 – Pedogênese versus Diagênese: exemplos e aplicações

Esse item tem por objetivo discutir as diferenças entre os processos de pedogênese e de diagênese, assunto desenvolvido em vários trabalhos (Retallack, 1991, 1997; Wright, 1992; Pimentel *et al.*, 1996). Alguns exemplos são discutidos, como a formação de calcretes, já que esses depósitos podem ocorrer em uma variedade de domínios, sendo possível reconhecer as principais feições e suas diferenças quando desenvolvidas em um ambiente vadoso ou freático.

A **Zona não saturada** é também chamada de zona de aeração ou vadosa (Fig. 4). É a parte do solo que está parcialmente preenchida por água. Nessa zona, pequenas quantidades de água distribuem-se uniformemente, sendo que as suas moléculas se aderem às superfícies dos grãos do solo. Aí também ocorre o fenômeno da transpiração pelas raízes das plantas, de filtração e de autodepuração da água. A zona não saturada pode ser subdividida em:

Zona de umidade do solo: é a parte mais superficial, onde a perda de água de adesão para a atmosfera é intensa. Em alguns casos, a quantidade de sais que se precipitam na superfície do solo após a evaporação dessa água é muito grande, dando origem a solos salinizados ou a crostas ferruginosas (lateríticas). Essa zona serve de suporte fundamental da biomassa vegetal natural ou cultivada da Terra e da interface atmosfera / litosfera.

Zona intermediária: região compreendida entre a zona de umidade do solo e da franja capilar, com umidade menor do que esta última e maior do que a da zona superficial do solo. Em áreas onde o nível freático está próximo da superfície, a zona intermediária pode não existir, pois a franja capilar atinge a superfície do solo. São brejos e regiões alagadiças, onde há uma intensa evaporação da água subterrânea.

Franja de capilaridade: é a região mais próxima ao nível do lençol freático, onde a umidade é maior devido à presença da zona saturada logo abaixo.

A **Zona saturada** é a região abaixo da zona não saturada onde os poros ou fraturas da rocha estão totalmente preenchidos por água. As águas atingem esta zona por gravidade,

através dos poros ou fraturas até alcançar uma profundidade limite, onde as rochas estão tão saturadas que a água não pode penetrar mais. Para que haja infiltração até a zona saturada, é necessário primeiro satisfazer as necessidades da força de adesão na zona não saturada. Nesta zona, a água corresponde ao excedente de água da zona não saturada que se move em velocidades muito lentas (cm/dia), formando o manancial subterrâneo propriamente dito. Uma parcela dessa água irá desaguar na superfície dos terrenos, originando as fontes. A outra parcela desse fluxo subterrâneo deságua nos rios, perenizando-os durante os períodos de estiagem ou diretamente nos lagos e oceanos.

A superfície que separa a zona saturada da zona de aeração é chamada de nível freático, ou seja, este nível corresponde ao topo da zona saturada. Dependendo das características climatológicas da região ou do volume de precipitação e escoamento da água, esse nível pode permanecer constantemente a grandes profundidades, ou se aproximar da superfície horizontal do terreno, originando as zonas encharcadas ou pantanosas (Fig. 4).



Figura 4: Modelo do posicionamento das zonas vadosa e freática em relação à superfície do terreno (sem escala, <http://abas.org.br>).

As acumulações sedimentares que são formadas dentro da zona vadosa, geralmente estão sob influência de alterações *pedodiagnéticas*. Esse termo, proposto por Klappa
Pierini, C. (2006)

(1983), abrange tanto a pedogênese como a diagênese. Entende-se como pedogênese todos os processos formadores de solo, que incluem tanto os processos físico-químicos como os biológicos. A diagênese abrange um campo bem mais amplo de transformações e processos que ocorrem desde a deposição dos sedimentos, até a interface com o metamorfismo.

Na verdade, podemos dizer que a diagênese abrange a pedogênese, excluindo-se os processos biológicos de formação de solo. Por exemplo, processos de dissolução, precipitação, compactação, brechação e neoformação são comuns tanto na pedogênese como na diagênese (Klappa, 1983).

Dentro deste domínio, as paleoalterações podem ser descritas como as transformações próximas à superfície deposicional, ocorridas em uma rocha. Aí também estão incluídas as modificações que têm lugar na zona vadosa e freática. Desta forma, as paleoalterações pedogênicas (ou paleossolos), são formadas nos primeiros metros abaixo da superfície deposicional e, geralmente, estão associadas à colonização vegetal. Já, as paleoalterações freáticas, estão relacionadas ao soterramento inicial dos sedimentos, sob forte influência do lençol freático e de suas oscilações ao longo do tempo.

Os processos diagenéticos geralmente originam feições que se encontram superimpostas aquelas formadas pelos processos pedogênicos, resultando então, na formação de estruturas pedodiagenéticas. Além disso, a diagênese modifica as fábricas da matriz dos solos, gerando novas fábricas que são diagnósticas de um ambiente diagenético próximo à superfície.

Os processos físico-químicos de formação de solos incluem: desintegração física, decomposição química de rochas e minerais, dissolução, precipitação e recristalização. Os grãos podem ser removidos por iluviação, lixiviados, dissolvidos e recristalizados ou reorganizados para formarem novos minerais. O ambiente pedodiagenético, próximo à superfície, está sujeito também a ciclos de seca e umidade que levam ao desenvolvimento de gretas de ressecamento. A linha entre os processos pedogênicos e diagenéticos é arbitrária e, na verdade, esses processos estão tão intimamente relacionados que não se justifica sua separação.

Neste contexto, discute-se a origem dos calcretes. *Calcrete* são acumulações predominantemente de calcita microcristalina com baixos teores de magnésio. Por serem formados em uma série de ambientes, desde o pedogênico até o de água subterrânea (diagênese), é possível fazer comparações das feições desenvolvidas em cada um dos ambientes.

Calcres modernos apresentam as seguintes características: (1) são acumulações de carbonato de cálcio de superfície ou próximas à superfície; (2) mostram uniformidade e continuidade em escala megascópica (até a escala quilométrica); (3) são relativamente extensos por dezenas ou até mesmo centenas de quilômetros; (4) são ocorrências comuns em áreas de clima semi-árido a temperado; (5) ocorrem em superfícies estáveis com baixos declives (menos de 25°); (6) são ajustados com a topografia atual; (7) são independentes do substrato; (8) formam-se em qualquer tipo de material; (9) mostram um decréscimo nos valores de carbonato de cálcio em direção à base dos perfis e (10) raramente excedem 6 m de espessura vertical (Klappa, 1983).

Vários trabalhos sobre calcres mostram-se inclinados a propor modelos de evolução que incluam processos de formação de solo. As razões não são difíceis de entender quando observamos que os solos são materiais de superfície, com grandes extensões laterais e que ocorrem em superfícies estáveis. A maioria dos calcres pode ser definida como solos biologicamente calcificados, que foram sujeitos tanto aos processos de formação de solo, como os de formação de rocha, ou seja, pedogênese e diagênese.

Os *solos* são formados por intemperismo e transformação da rocha sólida *in situ* ou a partir da alteração e transformação de materiais transportados derivados de rochas sólidas. Os processos de formação de solo causam modificações nos sedimentos pela remoção remobilização, transformação e neoformação de constituintes móveis. Essas mudanças geram como produto final uma diferenciação através da formação de horizontes, ou seja, através da formação de um perfil de solo.

Além dos calcres pedodiagnéticos, podem existir acumulações de carbonato de cálcio relacionadas a setores de sub-superfície, no domínio das águas subterrâneas. Nessas águas rasas, ou seja, nas regiões de lençol freático elevado, os calcres desenvolvem-se e

concentram-se como resultado da evaporação. Essas águas concentradas precipitam carbonato de cálcio nas regiões superiores do aquífero, resultando em um progressivo aumento da razão Ca/Mg e, conseqüentemente, depositando carbonatos com Mg (dolomita) nas porções inferiores do aquífero.

Os calcretes ou dolocretes de água subterrânea diferenciam-se dos formados em superfície, por estarem normalmente associados a cores ou marmoreados reductores (tons de cinza-esverdeado). Essa feição, restrita a zonas de fratura da rocha ou raízes, é denominada *pseudo-glei* e é destacada, pois se distingue do restante do horizonte oxidado, com cores avermelhadas (Pimentel *et al.*, 1996). Uma série de feições macroscópicas e microscópicas pode ser utilizada para diferenciar calcretes pedogênicos dos de água subterrânea conforme descrito na tabela 3.

É normal a ocorrência da sobreposição das feições freáticas sobre as pedogênicas, evidenciando o progressivo aumento do nível do lençol freático. Desta forma os efeitos das alterações pós-soterramento podem mimetizar os produtos pedogênicos e, portanto, não devem ser utilizados para a determinação de condições climáticas relacionadas a pedogênese nem, em caso de concentrações de carbonato, para inferir a extensão (tempo) de desenvolvimento de um solo (Pimentel *et al.*, 1996).

<i>Pedogênese</i>	<i>Água Subterrânea (Diagênese)</i>
Depósitos geralmente pouco espessos (1-2 m). As formas mais espessas exibem brechação, fábricas peloidais ou pisolítica;	Podem atingir espessuras de 10 m ou mais;
Apresentam perfil desenvolvido em horizontes, com topo abrupto e base gradacional;	Perfis uniformemente maciços, com limites gradacionais no topo e na base;
As macroestruturas são: nodular, maciça, laminar, pisolítica;	Raramente formam horizontes, não mostram estruturas pisolíticas ou prismáticas;
Rizoconcreções são comuns;	Menor abundância de rizoconcreções;
A microfábrica é do tipo beta (biogênica/microbiana, relacionada à presença de raízes, carbonatos com fábrica alveolar, calcita fibrosa, <i>Microcodium</i>);	A microfábrica é do tipo alfa (densamente cristalina);
Fábrica tipicamente vadosa (presença de estruturas em menisco ou pingente);	A fábrica vadosa, se presente, ocorre próxima ao topo dos corpos carbonáticos;
Finamente cristalinos;	Podem apresentar uma variedade de tamanho de cristais, incluindo a dolomita esferoidal;
Porosidade baixa;	A porosidade é alta (> 25%);
Raramente apresentam variações laterais, como calcrete → dolocrete → gipcrete	Apresentam mudanças mineralógicas relacionadas aos gradientes de salinidade;
Normalmente associados a superfícies mais estáveis, como planície de inundação;	Geralmente associados a depósitos de canais, lagos etc;
Marmoreados quando presentes, são minoria, refletindo a ausência de remobilizações de Fe;	Marmoreado intenso relacionado com as remobilizações de Fe pelas águas subterrâneas reduzidas;
Mais encontrados em unidades de granulometria fina.	Mais comuns em sedimentos aluviais de granulometria grossa.

Tabela 3: Diferenciação entre calcretes e dolocretes pedogênicos e de água subterrânea
(modif de Pimentel *et al.*, 1996).

As feições pedogênicas são aquelas relacionadas aos processos de formação de solo e, portanto, são desenvolvidas na superfície, diretamente em contato com a atmosfera ou

nos primeiros metros abaixo da superfície, onde ainda ocorre intensa atuação biológica e onde os materiais e minerais da superfície são lixiviados e carregados através da zona vadosa, sendo acumulados em porções mais inferiores dos perfis, caracterizando assim a formação dos horizontes de solo. Abaixo do nível freático, outros processos atuam na modificação dos sedimentos através da substituição dos mesmos e da precipitação de uma série de carbonatos, sulfatos e argilominerais autigênicos. Esses processos não estão mais relacionados aos processos formadores de solos, estando diretamente relacionados à influência das águas subterrâneas.

Diagênese é o termo utilizado em estudos de petrologia sedimentar para descrever as alterações sofridas pelos sedimentos após a sua deposição. O termo diagênese, portanto, abrange as modificações sofridas após o soterramento até o início do metamorfismo, que envolvem temperaturas e pressões extremas, com a formação de novas assembléias minerais e a reconstituição das estruturas da rocha devido ao crescimento de novos cristais (Kimmins, 1997; Retallack, 2001).

O grande problema das alterações sofridas pelos sedimentos após o soterramento é que a sua atuação compromete as interpretações obtidas através do estudo dos paleossolos. No entanto, muitas dessas alterações não modificam completamente a aparência dos paleossolos. Algumas feições como horizontes e marcas de raízes persistem até mesmo às alterações ocorridas durante um profundo soterramento. De qualquer forma, a intensidade em que um paleossolo pode ser modificado vai depender muito das suas características e, ainda assim, em interpretações paleoclimáticas ou paleoambientais, deve existir um estudo cuidadoso para determinar se ocorreram modificações e em que intensidade.

3 – Metodologia Utilizada

A realização do trabalho aqui apresentado obedeceu alguns passos seqüenciais para o entendimento das rochas estudadas e para a integração dos dados obtidos em trabalho de campo com a aplicação de diversas ferramentas, com diferentes respostas analíticas. Para tanto, foi procedida a seguinte *Metodologia* de trabalho:

- (1) etapa pré-campo: envolveu um extenso levantamento bibliográfico referente ao tema principal de estudo (paleossolos e paleoalterações) e das bacias estudadas. Também foi realizada a análise de imagens de satélite em diferentes composições para determinar contatos litológicos, principais falhamentos e determinação dos principais pontos descritos;
- (2) etapa de campo: onde foram descritos perfis estratigráficos, escolhidos por representarem boas áreas de afloramento das unidades estudadas. Foram também descritos testemunhos dos poços de campos produtores da Bacia do Recôncavo. Os testemunhos da Formação Sergi foram descritos em escala 1 : 200, amostrados e fotografados. Os testemunhos encontram-se armazenados nos arquivos da PETROBRAS, na cidade de Catu, Bahia. No trabalho realizado na Bacia do Recôncavo foram consideradas as fácies descritas pelo projeto intitulado “Caracterização Estratigráfica - Petrológica Integrada dos Reservatórios da Formação Sergi” (FINEP/PETROBRAS - 2004). Já na Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, foram adotadas as fácies descritas por Guadagnin (2004). Ambos conjuntos de fácies utilizados como base neste trabalho foram identificados e descritos conforme proposta de Miall (1990, 1996) para sistemas fluviais. Desta forma, foi dada maior atenção à descrição de paleossolos tanto em afloramento como em testemunhos. Foram levados

em consideração tipos de limites, granulometria, cores, presença de marcas de raízes ou tocas, forma e tipo de torrões, concreções, entre outras feições pedogênicas. Esse detalhe de descrição foi feito para cada horizonte de solo especificado e para cada tipo de paleoalteração. Nas seções estudadas foram coletadas amostras em torno de 2 kg dos níveis de paleossolos e paleoalterações para confecção de lâmina petrográfica e aplicação de técnicas analíticas;

(4) etapa de petrografia: devido ao alto grau de desagregação das amostras e sua granulometria fina, foi necessária a impregnação com resina para a confecção das lâminas petrográficas. As lâminas petrográficas foram confeccionadas pelo Laboratório de Petrografia - Geociências da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) e pelo Spectrum Petrographics Inc., laboratório de laminação localizado no Canadá. A descrição petrográfica envolveu o reconhecimento de feições pedogênicas, a determinação da mineralogia das fábricas, natureza e arranjo de possíveis concreções, acumulações de determinados minerais, entre outros. As diferentes feições observadas em lâmina foram hierarquizadas e utilizadas para estabelecer uma seqüência de eventos pedológicos ou de alteração que, por sua vez, estão associados ao ambiente em que foram produzidos. As feições mais representativas foram selecionadas para posterior documentação petrográfica (micrografia);

(5) difratometria de raios-X (DRX): as amostras selecionadas com base no maior conteúdo visual da fração argila foram analisadas através da técnica de difração de raios-X. Uma das grandes aplicações desta técnica é a identificação e estudo da fração argila das rochas, ou seja, $FF < 2\mu\text{m}$, onde se concentram os argilominerais. As análises foram feitas no Laboratório de Difração da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) com a utilização de difratômetro da marca Siemens D5000. A preparação das amostras para DRX se baseou nos procedimentos descritos por Alves (1987), onde inicialmente pulverizam-se as amostras com pistilo em um gral de ágata. Aproximadamente cinco gramas do pó resultante foram dispersos em 50 ml de água destilada e submetidos ao ultra-som, na presença de uma solução de pirofosfato

de sódio utilizada como defloculante. Na solução resultante, com o auxílio da centrífuga, separou-se a fração menor que 2 μm . Esta fração é depositada em duas lâminas nas quais os argilominerais são orientados segundo a técnica do esfregaço (Gibbs, 1965). As lâminas assim preparadas são secas em condições naturais. Analisou-se inicialmente a primeira lâmina seca ao natural, outra lâmina foi colocada num dessecador contendo etilenoglicol. O dessecador foi colocado em estufa aquecida a 60°C por 8 horas, obtendo-se então a amostra glicolada. Após a análise no difratômetro desta segunda lâmina, procedeu-se o seu calcinamento por 2 horas em um forno a 500°C com o objetivo de obter a lâmina calcinada. A partir da análise conjunta dos difratogramas obtidos com material normal, glicolado e calcinado, são reconhecidos os argilominerais presentes nas amostras;

(6) microscopia eletrônica de varredura (MEV): algumas amostras foram selecionadas para a aplicação da técnica de microscopia eletrônica de varredura com o objetivo de caracterizar a morfologia dos argilominerais e dos cimentos, recristalizações ou neoformações. O microscópio eletrônico de varredura é um equipamento que apresenta uma profundidade de foco muito superior à dos microscópios óticos comuns. Por sua elevada resolução (até 100 Å), que permite aumentos superiores a 10^7 vezes, é possível a observação direta da natureza das rochas. Com essa técnica pode-se observar o hábito dos argilominerais, cimentos, entre outros, dentro do espaço poroso da rocha sedimentar. Desta forma, também é possível determinar o tipo e a geometria dos poros (porosidade) e a intercomunicação entre eles (permeabilidade). O MEV foi utilizado com um detector de energia dispersiva (EDS) que permite a microanálise química das fases minerais e uma identificação mineralógica mais precisa. A preparação seguiu o procedimento descrito por Mizusaki (1986) onde, inicialmente, toda a possível matéria orgânica presente na amostra foi extraída através da queima com H_2O_2 (peróxido de hidrogênio). Esse procedimento torna-se indispensável, pois a matéria orgânica vaporiza facilmente por ação de feixe de elétrons, dificultando a análise e contaminando o MEV. Pequenas porções das amostras, isentas de matéria orgânica, são coladas (com esmalte comum

incolor) em porta amostras especiais (dimensões de aproximadamente 5X6 mm) e metalizadas. Na metalização, a amostra é recoberta com uma película metálica constituída da liga de ouro, com espessura média de 100 Å, o que a torna superficialmente condutora. As amostras foram analisadas em aumentos variáveis e documentadas fotograficamente. Essas análises foram feitas no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, utilizando-se um microscópio Jeol JSM-5800;

(7) espectometria por fluorescência de raios-X: amostras selecionadas de paleossolos e paleoalterações foram analisadas através desse método com o objetivo de determinar sua composição química. Essa técnica analítica se baseia no fato de que os diversos elementos químicos emitem espectros com raios diferenciadas quando excitados por raios-X. A avaliação desses espectros permite a identificação e estimativa das concentrações dos elementos componentes de uma amostra sem, no entanto, fornecer o estado de combinação química entre eles ou as fases minerais em que ocorrem. Desta forma, os dados obtidos complementam aqueles oriundos da análise por DRX. As amostras selecionadas para esta etapa foram analisadas no Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) com sede no Canadá;

(8) análises isotópicas: Os isótopos estáveis são traçadores úteis da influência do clima nos processos de formação de solos, principalmente de solos carbonáticos e de calcretes. As análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ foram realizadas em fragmentos de calcita e utilizaram como base o padrão PDB (Craig, 1957), porém o $\delta^{18}\text{O}$ também é apresentado em termos do padrão SMOW, convertido através da equação de Hoefs (1997). O material para determinação dos isótopos de C e do O foi preparado segundo os procedimentos de separação química apresentados por Al-Aasm *et al.* (1990) e analisado no espectrômetro MAT252 do Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Pernambuco. A precisão está dentro de $\pm 0.2\%$ para valores apresentados tanto nos padrões PDB como SMOW. Posteriormente, foram selecionados fragmentos carbonáticos para análise isotópica do Sr, visando o reconhecimento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Estas análises foram realizadas no

laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul;

(9) análises de petrofísica: algumas amostras dos paleossolos da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina) foram separadas para realização de análises de petrofísica com o objetivo de determinação de seu valores de permeabilidade e porosidade. No entanto, algumas amostras apresentaram problemas durante a realização dos testes devido à desagregação e dissolução quando em contato com água. As análises foram realizadas no Laboratório de Petrofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, através de procedimentos convencionais e também por ressonância magnética nuclear (RMN). Mais detalhes podem ser acessados em: <http://www.ufba.br>.

4 - Resumo dos Artigos Elaborados

Essa Tese de Doutorado, desenvolvida sob forma de artigos técnicos, envolveu um trabalho de revisão de paleossolos e o reconhecimento e estudo de paleossolos em duas bacias sedimentares distintas. As unidades estudadas foram: a seqüência pré-rift da Bacia do Recôncavo (Brasil) e a primeira seqüência sin-rift da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina).

Artigo 1

“Interpretações estratigráficas e paleoclimáticas a partir do estudo de paleossolos em rochas sedimentares clásticas: uma revisão”

Cristina Pierini & Ana Maria P. Mizusaki

Submetido ao periódico *Pesquisas em Geociências*, 2006.

O artigo 1, submetido ao periódico *Pesquisas em Geociências* em 2006, faz uma síntese da importância dos paleossolos como uma ferramenta auxiliar em estudos estratigráficos e, também, naqueles onde são requeridas interpretações paleoclimáticas e paleoambientais. Nos registros sedimentares continentais existem poucas evidências sobre as condições existentes entre os períodos de sedimentação, no entanto, nos depósitos aluviais essas informações não estão perdidas e podem ser resgatadas a partir do estudo de paleossolos.

Os primeiros paleossolos estudados foram àqueles pertencentes a seqüências Quaternárias (Smith & Mcfaul, 1997; Hall & Anderson, 2000; Retallack *et al.*, 2003; Rutter *et al.*, 2006; Kemp *et al.*, 2006), mas a evolução dos estudos e das técnicas utilizadas para o seu reconhecimento fez aumentar o interesse em paleossolos pré-Quaternários, em grande parte pelo fato do estudo de paleossolos ter se mostrado útil na solução de diversos problemas geológicos (Kraus, 1999).

A maioria dos paleossolos é descrita em depósitos continentais, principalmente nos aluviais. Critérios para o reconhecimento desses paleossolos foram exaustivamente descritos, no entanto, a sua classificação é mais complicada. Os paleossolos pré-Quaternários são geralmente classificados de acordo com um ou mais sistemas de classificação de solos modernos, como a Taxonomia de Solos dos Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975, 1998) e a classificação da FAO (1974). Os mapas da FAO são úteis para encontrar séries de solos modernos análogos a suítes de paleossolos, enquanto que a Taxonomia de Solos dos Estados Unidos tornou-se um vocabulário global para a ciência de

solos, com larga aplicação nas ciências agrárias e ambientais (Retallack, 2001). A classificação de Mack *et al.* (1993) é específica para paleossolos. Essa classificação tem sido bem recebida, desde então, por ser dirigida à identificação de paleossolos em campo e porque torna essa classificação mais objetiva e simples. Uma restrição a esse sistema de classificação é que diminui o valor ambiental dos paleossolos, por deixar de lado as interpretações que podem ser obtidas através de solos análogos modernos.

Além da classificação taxonômica, os paleossolos podem ser agrupados de acordo com as inter-relações entre deposição, erosão e razão de pedogênese (Wright & Marriott, 1996). Um paleossolo que se desenvolve durante a formação de uma discordância, normalmente é espesso e muito bem desenvolvido, pois se forma durante um período de estabilidade da superfície deposicional. O mais comum no registro deposicional é encontrar diversos paleossolos empilhados verticalmente, por serem formados em sistemas sedimentares em agradação. Nesse caso, existem duas possibilidades: (1) se a erosão for insignificante e a sedimentação for rápida e interrompida, paleossolos compostos são formados. Esses paleossolos são pobremente desenvolvidos e seus perfis verticais de empilhamento são separados por sedimentos pouco alterados, (2) se a razão de pedogênese superar a razão de deposição, paleossolos múltiplos são formados na planície de inundação.

Paleossolos espessos e bem desenvolvidos indicam que a erosão foi insignificante e que a sedimentação foi relativamente constante, com pausas significativas. Tanto processos autigênicos (aqueles que são inerentes ao ambiente deposicional) como alogênicos (aqueles que são externos ao ambiente deposicional) podem influenciar no padrão de deposição e erosão em uma bacia e, portanto, afetam no tipo de solo formado. Conseqüentemente, os paleossolos podem ajudar na interpretação da história de deposição sedimentar e na determinação de quais processos autigênicos e alogênicos influenciaram na sedimentação da bacia estudada (Kraus, 1999).

Paleossolos também são úteis em estudos estratigráficos, incluindo a estratigrafia de seqüências. Eles são utilizados para correlações estratigráficas não só em escala local como em escala de bacia. Observam-se ainda alguns trabalhos que calcularam as razões de acumulação sedimentar baseado no grau de desenvolvimento dos paleossolos. Trabalhos

mais recentes demonstram a utilidade dos paleossolos para subdividir espessas sucessões continentais em seqüências genéticas, ajudando a resolver problemas de correlação locais (Álvaro *et al.*, 2003; Demko *et al.*, 2004; Wanas & El-Hassan, 2006).

Além das suas aplicações estratigráficas, os paleossolos podem ser utilizados para interpretar superfícies do passado através da análise da associação paleossolos/superfície, em diferentes escalas. Em uma escala local, as variações laterais das propriedades dos paleossolos são geralmente resultado das variações no tamanho de grão da rocha matriz e nas variações na paleotopografia. Em escala de bacia sedimentar mais fatores são levados em consideração para explicar a existência de diferentes tipos de paleossolos. Paleossolos em diferentes localidades de uma bacia sedimentar são distintos por causa das variações de topografia na bacia, do tamanho de grão e natureza da rocha matriz, do clima e da razão de subsidência.

O estudo de paleossolos também pode auxiliar em interpretações de climas antigos e, inclusive, na determinação de taxas de precipitação anual e de temperatura média anual do passado. Condições climáticas antigas podem ser interpretadas a partir de solos modernos análogos ou pela identificação de uma propriedade pedogênica particular que estudos modernos mostram ter significância climática. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio também são utilizados para auxiliar em interpretações paleoclimáticas e paleossolos carbonáticos tem sido utilizados para estimar valores de CO₂ em atmosferas antigas.

Artigo 2

“The lower Triassic paleosols from the Talampaya/Tarjados Formations, Ischigualasto-Villa Unión Basin (Northwestern Argentina): paleoclimate and stratigraphic implications”

Cristina Pierini, Eduardo Guadagnin, Ana Maria P. Mizusaki & Farid Chemale Jr.

Submetido ao periódico *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 2006.

O artigo 2, submetido ao periódico *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* em 2006, focaliza o estudo dos paleossolos triássicos da Bacia de *Ischigualasto-Villa Unión*. Esta bacia localiza-se na região nordeste da Argentina e apresenta uma forma alongada no sentido NW-SE, preenchida por sedimentação triássica (Fig. 5). Os Paleossolos são uma feição comum na *Formação Talampaya* e na *Formação Tarjados* (Triássico Inferior) (Fig. 6) dando um padrão de cores distinto aos depósitos da planície de inundação. Os dados sedimentológicos indicam a existência de um sistema deposicional aluvial/fluvial. Foram estudadas duas regiões diferentes:

- Na região do Cerro La Torre, mais distal em relação à área fonte, é possível observar a existência de camadas de depósitos finos de planície de inundação na base da seqüência. As feições pedogênicas reconhecidas foram *slickensides*, traços de raízes, torrões (*peds*), entre outros. As feições micromorfológicas mostravam, principalmente, a existência de argilominerais depositados ao redor dos grãos da matriz, através de um processo denominado iluviação. Esses paleossolos foram classificados como Vertissolos argilosos por possuírem características pedogênicas mais marcantes e por serem formados em resposta a uma baixa sedimentação e a existência de longos períodos de pedogênese.

- A região da Quebrada del León, mais proximal em relação a área fonte, é formada por pacotes de arenitos e conglomerados que correspondem aos depósitos de canal fluvial e

que mostram um padrão de empilhamento amalgamado. Os depósitos de planície de inundação são raros. As principais feições pedogênicas são encontradas nos depósitos de *crevasse splay* formando túbulos carbonáticos que podem ser identificados como *krotovinas*. Em lâmina petrográfica os túbulos são formados por calcita microcristalina. Esses paleossolos, classificados como Vertissolos carbonáticos, são pouco desenvolvidos e refletem a existência de um ambiente de rápida sedimentação com pouco tempo para o desenvolvimento dos processos pedogênicos.

Os tipos de paleossolos encontrados nas formações Talampaya e Tarjados refletem diferenças locais dos fatores geomorfológicos e de como a progressão pedogênica respondeu a essas diferenças. A ocorrência de feições relativas a condições de boa drenagem, conjuntamente com a descoberta de feições formadas em condições de drenagem pobre, ainda que em regiões distintas da bacia, nos faz pensar nos resultados dos controles tectônicos e locais na sedimentação da bacia. O controle tectônico influencia diretamente no suporte sedimentar, fazendo com que os sedimentos de granulometria mais grossa sejam depositados nos locais mais próximos a área fonte, enquanto que os sedimentos mais finos são depositados nos setores mais distais. Essa diferenciação de tamanho de grão e composição dos sedimentos reflete também variações no próprio sistema deposicional. Desta forma, dentro de uma mesma bacia sedimentar são encontrados vários tipos de paleossolos. A rocha ou sedimento no qual um solo se desenvolve são os seus materiais fonte. Esse é o ponto inicial para os processos de formação de solo. Nos estágios iniciais de sua formação, os solos não são muito diferentes do que seus materiais de origem. Com o tempo, cada vez menos feições características do material fonte persistem e, finalmente, o solo toma sua própria identidade (Retallack, 2001). O tempo de formação, tipo de clima, drenagem, topografia local, são outros fatores que se somam para a formação dos diversos tipos de solos existentes.

Os principais fatores que controlam um sistema fluvial são: tempo, relevo, geologia, clima, vegetação, nível de base, drenagem, erosão, padrão de deposição. Fatores similares controlam a formação de solos nas bacias de drenagem: clima, organismos, topografia, material fonte e tempo. Os efeitos desses fatores podem ser melhor preservados em solos

fósseis nas seqüências aluviais do que nas estruturas sedimentares, fácies ou mineralogia dos paleo-canais. Por exemplo, a quantidade de precipitação pode ser estimada a partir da profundidade do horizonte carbonático, da porcentagem de argilominerais ou de diferentes tipos de argilominerais, da razão quartzo/feldspato e a partir da identificação do solo fóssil (Retallack, 1985). Assim, é possível concluir que a variedade de feições encontradas em seqüências de paleossolos pode fornecer evidências das causas e efeitos das mudanças ambientais em setores continentais.

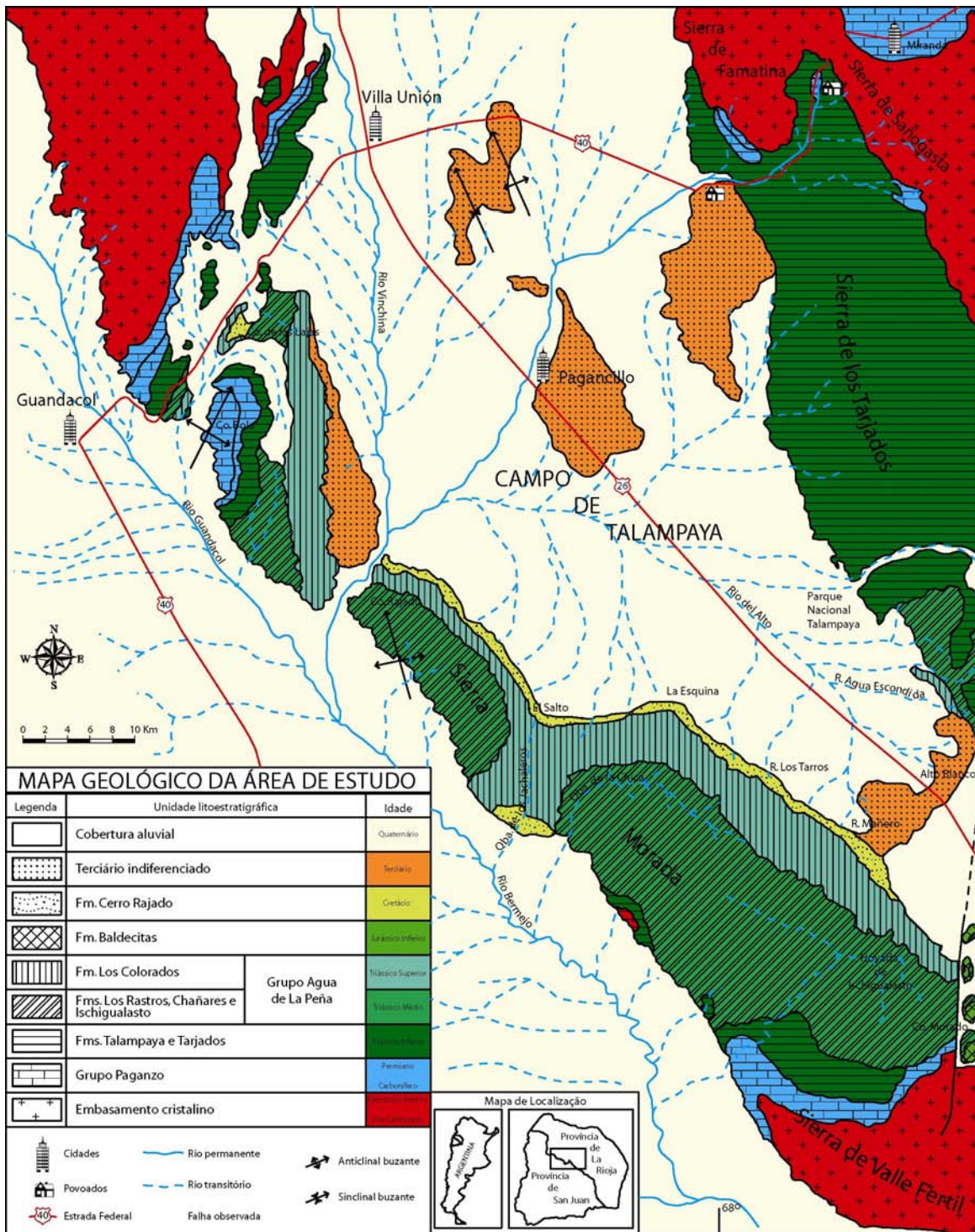


Figura 5: Mapa geológico da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (modif. de Caselli, 1998).

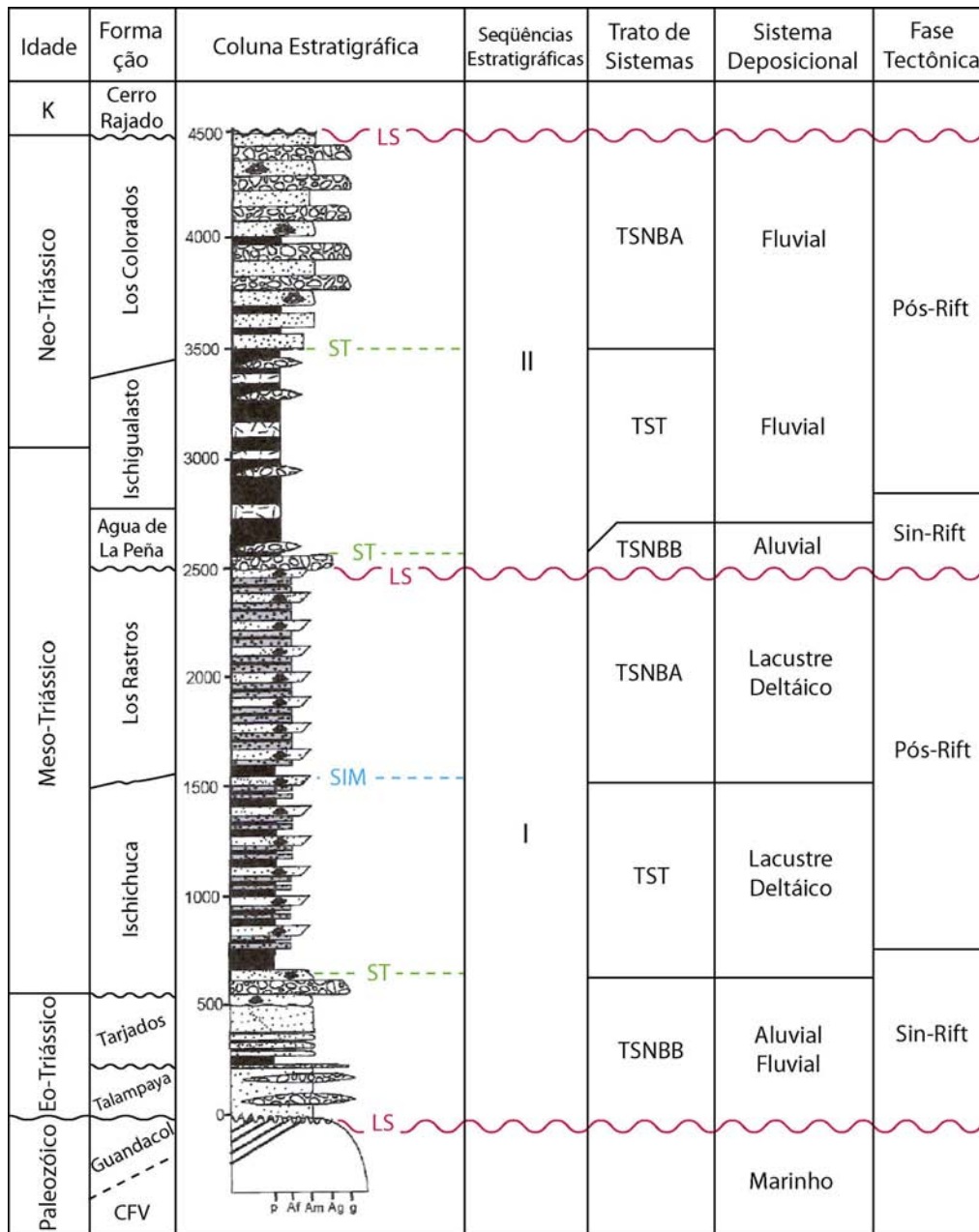


Figura 6: Coluna estratigráfica da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, subdividida em Seqüências Estratigráficas e Tratos de Sistemas de acordo com Guadagnin (2004). Ao lado, a sucessão dos principais sistemas deposicionais e etapas tectônicas. K: Cretáceo; TSNBA: Trato de Sistema de Nível de Base Alto; TST: Trato de Sistema Transgressivo; TSNBB: Trato de Sistema de Nível de Base Baixo; LS: Limite de Seqüência; SIM: Superfície de Máxima Inundação; ST: Superfície Transgressiva; CVF: Complexo Valle Fértil.

Artigo 3

“The Sergi Formation palaeoalterations: macroscopic, petrographic, geochemical and isotopic (C, O, Sr) characterization (Jurassic-Cretaceous, Recôncavo Basin, NE Brazil)”

Cristina Pierini, Ana M. P. Mizusaki, Nuno L. Pimentel, Ubiratan F.

Faccini & Claiton M. S. Scherer

Submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*,
2006.

O artigo 3, submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences* em 2006, trata da classificação e interpretação das paleoalterações Juro-Cretáceas na **Bacia do Recôncavo**. Essa bacia está situada na região nordeste do Brasil e sua formação relaciona-se com o processo de estiramento crustal que culminou com a fragmentação do paleocontinente Gondwana e deu origem aos continentes Africano e Sul-Americano (Fig. 7). A **Formação Sergi** faz parte da seqüência pré-rift da Bacia do Recôncavo (Fig. 8) onde foram identificados quatro tipos distintos de paleoalterações.

O *marmoreado textural* é caracterizado por uma alternância espacial de tons na rocha, resultante da mobilização dos óxidos de Fe entre estágios de oxidação (colorações variando entre o amarelo, castanho e vermelho) e redução (colorações variando entre cinza ou verde); o *marmoreado não-textural* apresenta descolorações independentes das texturas originais da rocha; as *concentrações carbonáticas* estão relacionadas, principalmente, a formação de nódulos de carbonato, os quais apresentam uma estrutura interna maciça ou laminada que reflete o modo como foram formados, através de crescimento ou cristalização contínuos; e os *carbonatos bandados* estão associados aos processos finais de evolução das carbonatações, caracterizados pelo início da formação de superfícies regulares, interpretados como resultado da precipitação química de carbonatos em ambiente palustre (Fig. 9).

O padrão de cores dos marmoreados, bem como as acumulações de carbonatos não são, na sua maioria, produtos de processos pedogênicos. Estes provavelmente existiram, mas pela própria dinâmica do sistema deposicional, produzindo constantes erosões das áreas de planície de inundação, não foram preservados. As paleoalterações na Formação Sergi refletem predominantemente a atividade de águas subterrâneas e de variações do nível freático. Apenas as concentrações carbonáticas e os carbonatos bandados têm sua gênese relacionada a processos pedogênicos em sentido estrito, no entanto, como tiveram muito pouco tempo de desenvolvimento, não chegam a formar estruturas características de solos, como horizontes. Deste modo é natural que a água fluvial e meteórica sejam as causas fundamentais para que a evolução das paleoalterações na Formação Sergi acompanhe a tendência deposicional, já que ambos (as paleoalterações e o sistema deposicional) são controlados pelos mesmos fatores – o clima, o relevo e a taxa de sedimentação.

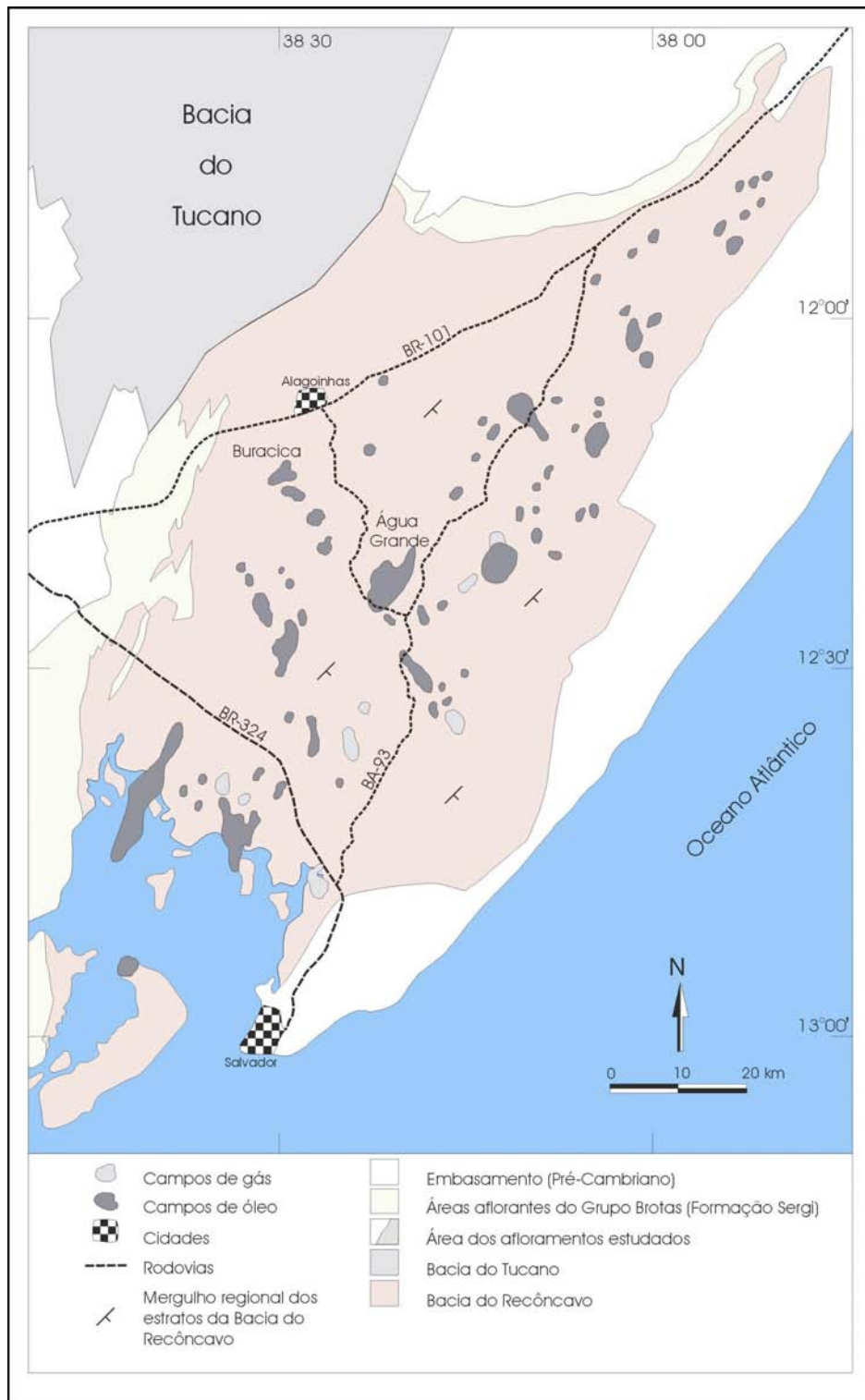


Figura 7: Mapa de localização da Bacia do Recôncavo e dos principais campos produtores de petróleo e gás (modif. de Scherer *et al.*, 2004).

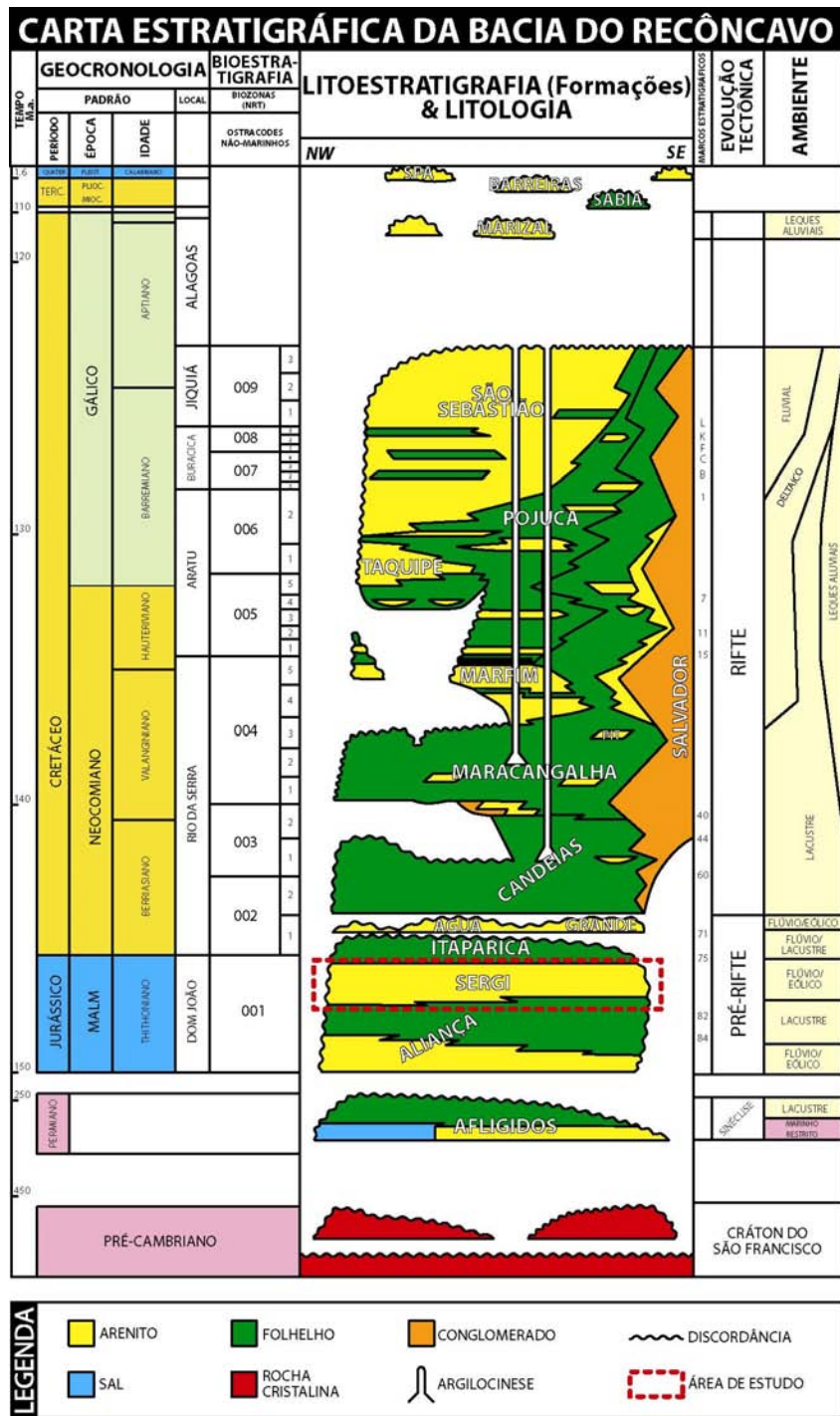

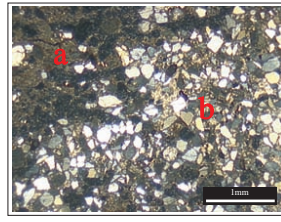
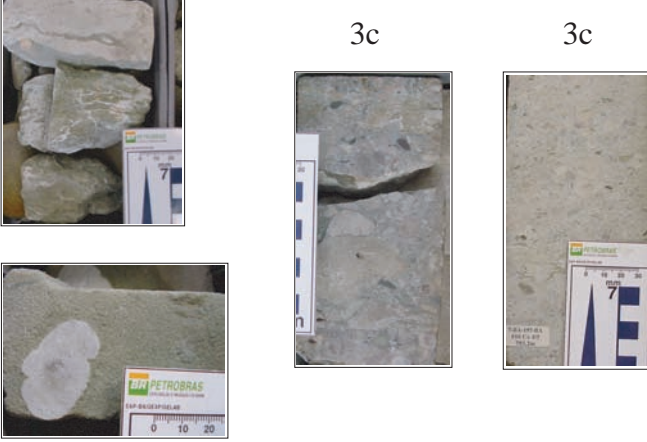
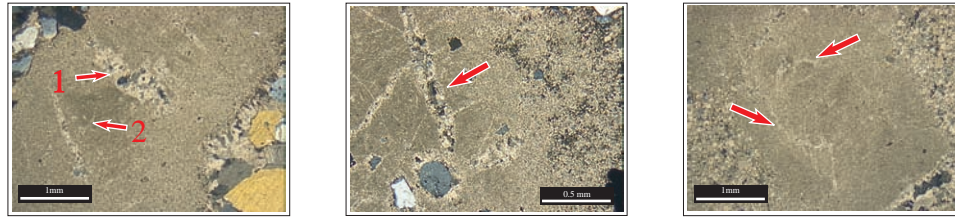
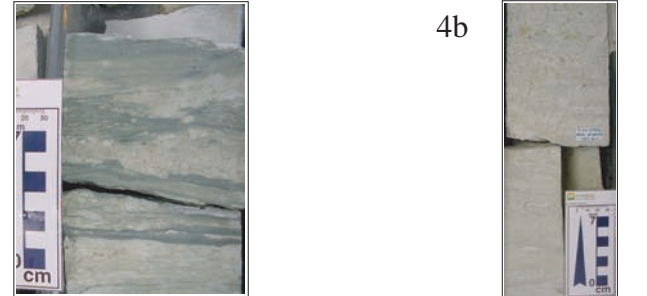
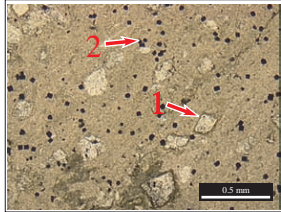


Figura 8: Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo (modif. de Caixeta *et al.*, 1994).

TIPO E DESCRIÇÃO DE PALEOALTERAÇÕES		PETROGRAFIA DE PALEOALTERAÇÕES	
1 - Marmoreado Textural		1 - Marmoreado Textural	
<p>1a - Com laminação preservada: alternância de tons, resultante da mobilização dos óxidos de Fe em fases alternadamente oxidantes e redutoras, com preservação das estruturas originais da rocha. Os níveis mais claros possuem algum carbonato (raro a pouco).</p> <p>1b - Com laminação deformada: alternância de tons, resultante da mobilização dos óxidos de Fe em fases alternadamente oxidantes e redutoras, sem preservação das estruturas originais da rocha. Esta alternância de tons ocorre em níveis heterogêneos com deformações pós-deposicionais (conturbação, bioturbação, diques clásticos).</p>		<p>1a - Com laminação preservada e 1b - Com laminação deformada:</p> <p>Os níveis oxidados apresentam argilominerais e óxidos de Fe entre os grãos finos de quartzo, enquanto os níveis mais claros são de areia de granulometria mais grossa, com menos quantidade de argilominerais e com a presença de algum carbonato entre os grãos. As estruturas de bioturbação apresentam-se claras por estarem preenchidas por areia com cimentação carbonática.</p>	 <p>Fotomicrografia com luz polarizada e aumento de 2,5x de uma feição de bioturbação. As flechas marcam os limites da bioturbação, cujo interior aparece mais claro devido ao preenchimento por areia com posterior cimentação carbonática.</p>
2 - Marmoreado Não-Textural		2 - Marmoreado Não-Textural	
<p>2a - Com manchas reduzidas: alternância de tons, resultante da mobilização dos óxidos de Fe em fases alternadamente oxidantes e redutoras, formando manchas irregulares, isoladas na rocha.</p> <p>2b - Com carbonatação difusiva: alternância de tons provocada por processos de oxidação-redução, sublinhadas por carbonatação importantes.</p>		<p>2a - Com manchas reduzidas e 2b - Com carbonatação difusiva:</p> <p>Arenitos sem heterogeneidades marcantes, com áreas de matriz argilosa oxidada em contraste com áreas centimétricas irregulares com cimentação carbonática e alguns argilominerais.</p>	 <p>Fotomicrografia com luz polarizada e aumento de 2,5x. A porção NE, marcada com a letra 'a', possui argilominerais de coloração acastanhada preenchendo os poros. A porção SE, marcada com a letra 'b', possui calcita de coloração cinza clara preenchendo os poros.</p>
3 - Concentrações Carbonáticas		3 - Concentrações Carbonáticas	
<p>3a - Vênulas: acumulações de carbonato de cálcio (CaCO₃) formando uma rede intrincada de fitas de espessura milimétrica, podendo ser acompanhadas por pequenos veios e massas siliciosas de cor rosada ou cinza.</p> <p>3b - Nódulos isolados: pequenas acumulações de calcita isoladas resultantes de infiltrações de soluções carbonatadas através da rocha, que precipitam calcita em torno de grãos, em poros, etc.</p> <p>3c - Intraclastos carbonáticos: justaposição de massas carbonáticas centimétricas de cor branca em uma matriz com argila, de cor esverdeado claro. Essas massa são em geral bem definidas, podendo ocorrer amalgamadas ou mesmo coalescentes, dificultando a sua distinção.</p>		<p>3a - Vênulas, 3b - Nódulos isolados e 3c - Intraclastos carbonáticos:</p> <p>Observa-se massas com 1mm a poucos centímetros de material carbonático micrítico, por vezes contendo grãos de quartzo fino com alguma argila. Estas massas apresentam texturas alveolares e nodulares, fendas de ressecamento e rizoconcreções. A matriz corresponde a um arenito médio/grosso com cimentação calcítica e com alguns argilominerais.</p>	 <p>Fotomicrografia com luz polarizada e aumento de 2,5x mostrando intraclasto carbonático com feições primárias (vênulas '1' e gretas de ressecamento '2').</p> <p>Fotomicrografia com luz polarizada e aumento de 5x mostrando intraclasto carbonático com feições primárias (a flecha indica uma rizoconcreção).</p> <p>Fotomicrografia com luz polarizada e aumento de 2,5x mostrando intraclasto carbonático com feições primárias (as flechas indicam gretas de ressecamento).</p>
4 - Carbonatos Bandados (silicificados)		4 - Carbonatos Bandados (silicificados)	
<p>4a - Bandas discretas: bandas esbranquiçadas horizontais, com bordas irregulares, de espessura centimétrica e extensão lateral indeterminada (métrica?), em um material argiloso de cor esverdeada. Essas bandas podem ser discretas ou ocorrer amalgamadas, originando níveis decimétricos.</p> <p>4b - Bandas justapostas: rocha muito compacta, de tons claros irregulares, com vestígios de bandamento horizontal (tonalidades branco a verde pálido); aspecto em geral brechificado com uma rede de fendas finas aproximadamente ortogonais.</p>		<p>4a - Bandas discretas e 4b - Bandas justapostas:</p> <p>Material predominantemente silicoso, com sílica microcristalina que apresenta vestígios de uma fina laminação horizontal, levemente translúcida. Nessa matriz, observa-se ainda, grãos esparsos de pirita, quartzo e, em maior quantidade, cristais de carbonato bem desenvolvidos euédricos a subédricos, preferencialmente dispostos em níveis horizontais descontínuos e ramificados.</p>	 <p>Fotomicrografia com luz natural e aumento de 5x. Os números '1' e '2' indicam respectivamente os grãos euédricos a subédricos de carbonato, dispostos em níveis (sentido NE-SW) e os cristais de pirita disseminados. A matriz castanha é de sílica com óxido de titânio disseminado.</p>

GÊNESE DE PALEOALTERAÇÕES
1 - Marmoreado Textural
<p>As heterogeneidades texturais marcadas pela intercalação de camadas milimétricas a centimétricas de areia porosa e lamito condicionaram a percolação de fluidos meteóricos redutores contendo algum carbonato. Por conseqüência, os níveis finos mantiveram a sua coloração inicial oxidada, enquanto os níveis areníticos foram reduzidos e cimentados por carbonato em pequenas quantidades.</p>
2 - Marmoreado Não-Textural
<p>A percolação de fluidos redutores e carbonáticos processou-se de modo irregular através de toda a rocha, relativamente porosa, promovendo a redução e carbonatação em áreas difusas.</p>
3 - Concentrações Carbonáticas
<p>3a - Vênulas: A orientação predominantemente horizontal e o caráter geralmente planar (e não linear) destas vênulas, sugere uma origem associada a processos de oscilações do nível freático com precipitação na zona vadosa.</p> <p>3b - Nódulos isolados: A delimitação clara dos nódulos e a ausência de outras marcas pedogênicas ou biogênicas, implicam em uma origem associada à precipitação a partir de fluidos freáticos em áreas restritas da rocha.</p> <p>3c - Intraclastos carbonáticos: As texturas primárias evidenciam precipitação química de carbonato e colonização vegetal, com dissecação episódica. Estes traços permitem identificá-los como calcretes palustres arrancados das áreas adjacentes do canal e englobados como intraclastos. A presença de calcita poiquilotópica traduz processos mais tardios de diagênese.</p>
4 - Carbonatos Bandados (silicificados)
<p>A estrutura bandada é de origem primária correspondendo à precipitação química de calcários em ambiente palustre (lacustre raso, com emersão). A silicificação é uma feição secundária associada à diagênese, mimetizando a textura primária. Os cristais de carbonato correspondem a uma feição diagenética, aproveitando a fissuração tardia da rocha silicosa.</p>

Figura 9: Classificação, características petrográficas e gênese das paleoalterações da Formação Sergi (Scherer *et al.*, 2004).

5 – Síntese e Discussão dos Resultados

5.1 – Ferramenta para Interpretações Paleoclimáticas e Paleoambientais

O estudo de paleossolos e paleoalterações nas bacias de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina) e do Recôncavo (Brasil), Triássico e Juro-Cretáceo respectivamente, foi de grande importância para o melhor entendimento dos ambientes e climas atuantes na época da deposição destas formações. Com base nessas informações, fica mais fácil o entendimento dos processos de deposição das unidades estudadas, assim como do significado das diversas feições (sedimentológicas ou pedogênicas) formadas.

Os paleossolos das Formações Talampaya e Tarjados (Bacia de Ischigualasto-Villa Unión) tem seu desenvolvimento diretamente relacionado com o material fonte e com o clima. As feições pedogênicas impressas nesses horizontes de solo preservam informações importantes sobre o paleoclima e o paleoambiente existentes quando da sua formação. Os dados sedimentológicos indicam a existência de uma sedimentação aluvial-fluvial com ocorrências esparsas de depósitos de extravasamento de canal que preservam a evidência de desenvolvimento de paleossolos. Esses paleossolos mostram feições pedogênicas distintas que permitem a sua caracterização em dois diferentes tipos:

- vertissolos cálcicos que possuem, principalmente, feições como nódulos e túbulos de carbonato. Esses paleossolos estão associados aos sedimentos proximais, de granulometria mais grossa que formam os depósitos de extravasamento de canal;

- vertissolos argilosos que apresentam feições como *slikensides*, torrões, traços de raízes e estão associados aos sedimentos distais, de granulometria fina que formam os setores de planície de inundação.

Durante o Triássico, condições de monção predominaram na região atualmente correspondente ao território da Argentina, com estações quentes e úmidas a temperadas, alternando com estações mais secas (Stipanovic, 2002). As feições dos vertissolos das formações Talampaya e Tarjados confirmam o tipo de clima esperado para o Triássico nessa região. A presença de argilominerais de iluviação requer a percolação de água através do solo para deslocar o material argiloso. Ao mesmo tempo, esse solo precisa passar por um período de seca para fixar esses argilominerais ao redor dos grãos detríticos (Fedoroff *et al.*, 1990). A ocorrência de nódulos e túbulos de carbonato também reforçam o domínio de um clima semi-árido, mas com presença de umidade suficiente para suportar uma vegetação esparsa. Os paleossolos das formações Talampaya e Tarjados possuem feições condizentes com a existência de condições climáticas semi-áridas a semi-úmidas.

As paleoalterações da Formação Sergi (Bacia do Recôncavo) mostraram uma variedade de padrões e de estruturas. Alguns tipos estavam apenas relacionados com marmoreados e descolorações, enquanto outros mostravam cimentações carbonáticas e, outros ainda, representavam calcretes palustres erodidos e depositados como *lags* intraclásticos na base de canais fluviais.

Dos quatro tipos de paleoalterações identificados, os marmoreados (textural e não-textural) são resultado de mobilizações de óxido de ferro em fases redutoras (verde e cinza) e oxidantes (marrom e vermelho). Essas descolorações podem estar de acordo com a textura original da rocha ou podem formar manchas irregulares e isoladas. Podem ocorrer tanto em siltitos como em arenitos e estão associadas com fluidos redutores de origem vadosa ou de água subterrânea. A origem dessas paleoalterações está relacionada às oscilações de alta frequência do lençol freático. A subida do lençol freático provoca a redução química de minerais que contenham ferro. Desta forma, o ferro férrico (Fe^{+3}) ganha elétrons e passa para ferro ferroso (Fe^{+2}), dando uma coloração cinza ou verde em sedimentos que antes estiveram expostos. Quando o lençol freático ultrapassa a superfície, ocorre a formação de lagos restritos. A subsequente descida do nível do lençol freático

provoca a seca dos lagos e a percolação descendente de águas vadasas que também mancham os sedimentos.

As concentrações de carbonatos estão relacionadas à formação de nódulos que podem ser maciços ou podem possuir uma estrutura interna laminada. As vênulas e os nódulos isolados são de origem freática, comprovada pelo estilo de cimentação e pela ausência de feições pedogênicas. Os intraclastos de carbonato correspondem a carbonatos palustres (carbonatos precipitados em ambiente lacustre raso e, posteriormente, afetados por processos de exposição sub-aérea e de pedogênese, *vd. e.g.* Alonso-Zarza, 2003). Apesar dos perfis de calcretes serem facilmente preservados no registro geológico, algumas vezes, quando não estão bem desenvolvidos, podem ser totalmente retrabalhados (Sancho *et al.*, 1992). Esta é a hipótese levantada para os intraclastos na Formação Sergi, já que não foi possível encontrar depósitos de calcretes palustres *in situ* e sim, apenas erodidos em depósitos de canal fluvial. A presença de algumas texturas primárias como rizoconcreções e fendas circum-granulares nos calcretes da Formação Sergi sugerem a existência de colonização vegetal e dissecação, o que reforça sua interpretação como calcretes palustres erodidos de áreas próximas aos canais e incluídos como depósitos intraclásticos nestes mesmos canais fluviais.

Os carbonatos bandados foram descritos apenas em testemunho e a forte ação diagenética dificultou sua interpretação. A presença de bandas horizontais nestes carbonatos, no entanto, pode sugerir uma estrutura primária relacionada à precipitação química de carbonatos em ambiente paludal (lagos rasos sujeitos a eventos de ressecamento).

O período Jurássico na Bacia do Recôncavo foi marcado por uma sedimentação flúvio-eólica com interdigitações de depósitos lacustres e corresponde ao início da sedimentação da Formação Sergi (Garcia *et al.*, 1998). A volta de um clima úmido no Jurássico superior permitiu o estabelecimento de um sistema fluvial caracterizado por canais amalgamados multi-episódicos, com rara preservação dos depósitos de planície de inundação.

As configurações de cores do marmoreado assim como as acumulações carbonáticas não representam de fato, produtos pedogênicos. Os processos pedogênicos provavelmente tiveram seu papel no desenvolvimento das superfícies na Formação Sergi com, até mesmo, formação de solo e seus horizontes característicos, mas essas expressões foram provavelmente erodidas pela própria dinâmica do ambiente deposicional. Desta forma, as paleoalterações da Formação Sergi, refletem principalmente a ação de águas subterrâneas e as oscilações do lençol freático.

Algumas feições de solo podem ser relacionadas claramente com um tipo específico de clima, mas muitas vezes, com pouca precisão. Mesmo assim, condições climáticas gerais podem ser interpretadas a partir de feições em solos (Retallack, 2001). Através de alguns indicadores, como argilominerais de iluviação, essas inferências podem ser feitas. Ainda assim, é importante destacar que o estudo de paleossolos na interpretação de climas ou ambientes passados necessita de outras comprovações, como as sedimentológicas, petrológicas, entre outras.

5.2 – Rochas Selantes em Sistemas Petrolíferos

Um *sistema petrolífero* é um sistema físico-químico dinâmico de geração e armazenamento de petróleo. Um sistema petrolífero necessita, em tempo, da convergência de certos elementos e eventos geológicos essenciais para a formação dos depósitos de petróleo (gerador maturo, expulsão, migração secundária, acumulação e retenção – Fig. 10). Portanto, um sistema petrolífero pode ser descrito de acordo com três fatores geológicos: carga, migração e armazenamento (Demaison & Huizinga, 1994). Esses três fatores ocorrem seqüencialmente e são, desta forma, condicionados, ou seja, a migração não pode ocorrer sem que antes tenha se estabelecido uma carga.

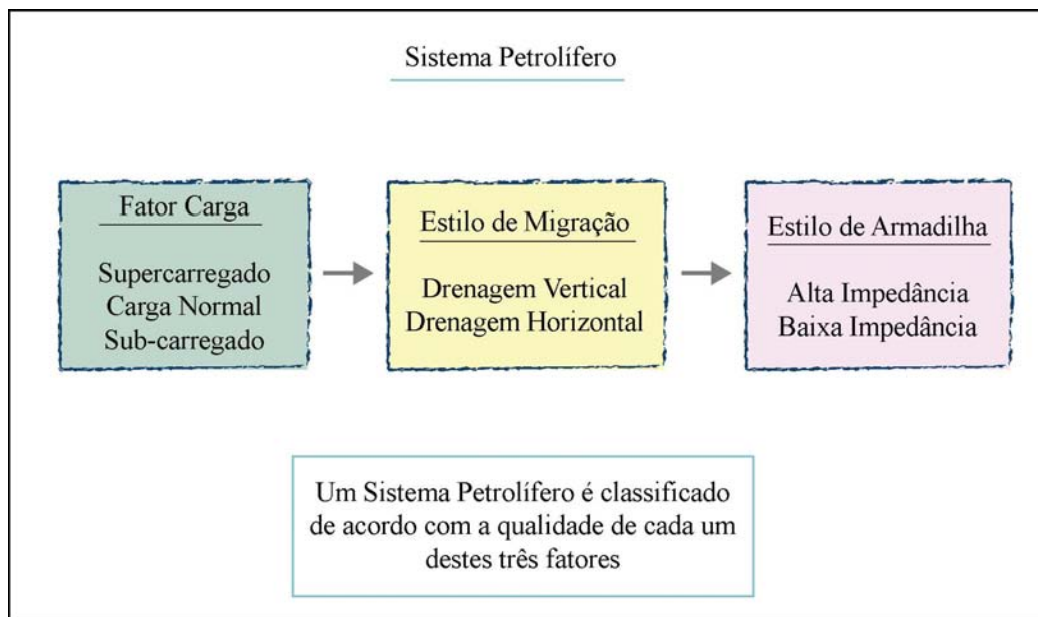


Figura 10: Diagrama de fluxo para a classificação genética de um sistema petrolífero (modif. de Demaison & Huizinga, 1994).

Uma armadilha ou *trap* é um local em sub-superfície onde o petróleo encontra restrições para continuar sua migração em direção à superfície, já que o movimento do óleo ou do gás foi detido. A principal base científica para encontrar petróleo é a identificação de armadilhas através do uso de métodos geofísicos. As armadilhas estruturais com formas convexas são fisicamente mais eficientes em reter petróleo, pois qualquer camada que funcione como um selante de topo, também será, nesse caso, um selante lateral (Downey, 1984). O grau de deformação estrutural e a integridade do selante são os dois principais fatores utilizados para qualificar o estilo da armadilha. Juntos, esses fatores controlam o grau de impedância que tende a ir contra a tendência natural do petróleo de se dispersar e perder-se nas rochas sedimentares. O estilo de armadilha pode ser classificado como de alta impedância e baixa impedância.

As armadilhas de *alta impedância* são caracterizadas pela existência de selantes lateralmente contínuos em conjunto com a presença de um alto ou moderado grau de deformação estrutural. A continuidade lateral de um selante é fundamental para a

manutenção de boas características de integridade e retenção das armadilhas e, também, para determinar a eficiência das áreas de drenagem (Demaison & Huizinga, 1994).

As armadilhas de *baixa impedância* possuem uma boa continuidade lateral do selante, mas baixo grau de deformação estrutural ou então, um baixo grau de eficiência regional do selante combinado com um alto ou baixo grau de deformação estrutural. Nesse último caso, o grau de deformação estrutural é irrelevante já que a própria deficiência do selante resulta em dispersão vertical e perda do petróleo.

A extensão de um sistema petrolífero é definida por ocorrências de hidrocarbonetos geneticamente relacionados que emanam de uma determinada rocha fonte madura. Essas ocorrências de hidrocarbonetos são, por sua vez, confinadas e limitadas pela presença de superfícies selantes. Uma *rocha selante* pode ser definida como uma rocha que possui espaços porosos muito reduzidos e pobremente conectados, que dificultam a passagem dos hidrocarbonetos (Downey, 1994). A extensão geográfica da rocha selante é o que define os limites efetivos de um sistema petrolífero. Quando os selantes estão ausentes, o petróleo escapa para a superfície, por isso sua presença é um elemento essencial para a existência de um sistema petrolífero.

Em um sistema petrolífero podem existir duas classes de selantes: os regionais, que cobrem e direcionam a migração de petróleo e os locais, que confinam as acumulações. Muitos horizontes estratigráficos possuem propriedades de selantes, mas apenas uns poucos encontram-se acima de uma rocha geradora madura, apresentam extensão regional e estão conectados a uma rocha reservatório, requisitos estes importantes para a caracterização de uma acumulação de petróleo (Downey, 1994).

A pressão de capilaridade é o mínimo de pressão necessária para deslocar a água cognata dos poros ou fraturas no selante. Essa pressão de capilaridade está relacionada à pressão de *buoyancy* que a fase de hidrocarboneto deve atingir para permitir que essa mesma fase penetre através da superfície adjacente. A pressão de capilaridade (P_d) de uma rocha cujos poros estão preenchidos por água é uma função da tensão interfacial hidrocarboneto/água (γ), *wetability* (θ) e raio dos poros mais largos (R), de acordo com a seguinte relação (e.g. Purcell, 1949):

$$P_d = 2\gamma\cos\theta/R$$

De acordo com essa equação a pressão de capilaridade de uma rocha selante aumenta se: (1) o raio dos poros mais largos diminui, (2) se θ diminui e (3) se a tensão interfacial hidrocarboneto/água aumenta.

A força capilar de um selante atua confinando os hidrocarbonetos em uma acumulação. Quando a pressão de *buoyancy* de uma coluna de hidrocarboneto excede a pressão de capilaridade, o hidrocarboneto passa através do selante.

Qualquer litologia pode servir como selante de uma acumulação de petróleo. A única exigência é que a pressão de deslocamento da unidade que compreende a superfície selante seja superior a pressão de *buoyancy* da coluna de petróleo. No entanto, na prática, a maioria dos selantes efetivos são evaporitos, rochas clásticas de granulometria fina e rochas ricas em componentes orgânicos. Essas litologias são encontradas como selantes porque costumam ter altas pressões da capilaridade, são lateralmente contínuas, mantêm uma litologia uniforme ao longo de grandes áreas, são relativamente dúcteis e representam uma porção significativa do preenchimento sedimentar de uma bacia (Downey, 1994).

Litologias mais resistentes desenvolvem fraturas, enquanto que litologias dúcteis tendem a fluir plasticamente quando submetidas à deformação. Portanto, as litologias que possuem uma fina estrutura de poros e uma matriz dúctil mantêm suas propriedades selantes mesmo sob severa deformação. A espessura de um selante é importante, mas não está diretamente relacionada com a espessura da coluna de hidrocarboneto que o mesmo selante pode suportar.

Uma armadilha ou *trap* pode ser definida mais como um arranjo geométrico da rocha do que sua própria origem, que permite uma acumulação significativa de óleo ou gás ou ambos em sub-superfície (Biddle & Wielchowsky, 1994). Apesar de uma armadilha ser definida como um arranjo geométrico, muitos outros componentes precisam estar presentes para que essa seja efetiva, incluindo uma rocha reservatório, em que o hidrocarboneto fique estocado e um selante ou um conjunto de selantes, para manter o hidrocarboneto em migração retido na armadilha. Todas as armadilhas necessitam de alguma forma de um selante de topo. Algumas, mais complexas, necessitam de outros além do selante de topo.

Os selantes laterais impedem que o hidrocarboneto se mova em direção aos lados da armadilha e são componentes comuns em armadilhas estratigráficas (Fig. 11).

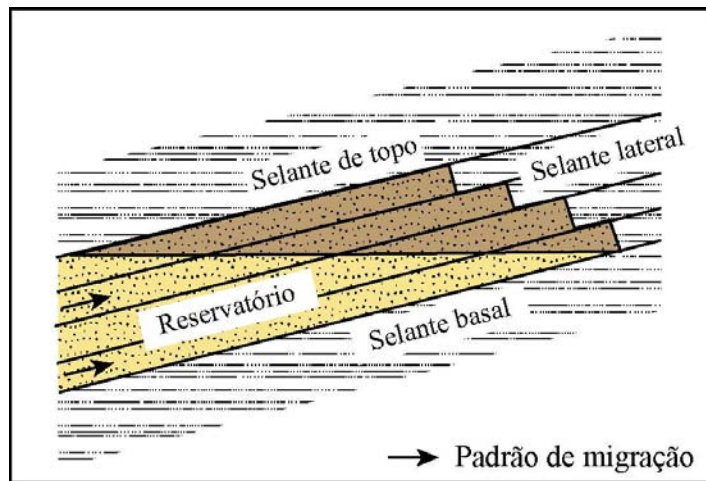


Figura 11: Elementos de uma armadilha estratigráfica (modif. de Biddle & Wielchowsky, 1994).

5.3 – Paleossolos como Selantes

Como discutido anteriormente, qualquer litologia pode servir como selante em uma acumulação de petróleo (Downey, 1994). Em muitas situações, paleossolos podem possuir todas as características exigidas para que uma determinada litologia seja um bom selante: (1) alguns processos de formação de solos, como acúmulo de argilominerais ou carbonatos em um determinado horizonte e destruição das texturas originais da rocha, podem resultar na formação de níveis com baixa permeabilidade e porosidade; (2) alguns processos diagenéticos, que ocorrem após o soterramento dos paleossolos, também podem diminuir sua porosidade original. Esses processos incluem a cimentação da porosidade primária, onde um solo friável é transformado em um paleossolo resistente através da precipitação de cimentos como calcita, gipsita, hematita e calcita ou ainda, através da compactação que destrói espaços do solo como moldes de raízes e tocas, expulsando a água dos poros pelo

peso das camadas subjacentes (Retalack, 2001). Ainda assim, dependendo do setor deposicional e da estabilidade da superfície em que os paleossolos são formados, eles podem formar níveis de grande extensão lateral.

Nos setores não marinhos, os arenitos reservatório são depositados em ambientes lacustres, eólicos ou fluviais (Morse, 1994). Nestes últimos, os paleossolos mais desenvolvidos são geralmente formados nas planícies de inundação. Rios entrelaçados tendem a preservar poucos depósitos finos, enquanto que rios meandantes possuem depósitos finos mais expressivos e podem, portanto, conter paleossolos com maior extensão lateral.

A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina) não é produtora de petróleo ou gás, mas pode fornecer modelos de estudo devido à boa exposição de seus afloramentos e a sua continuidade lateral.

Os paleossolos das formações Talampaya e Tarjados possuem, ambos, características petrofísicas que lhe definiriam como bons selantes. Tanto os vertissolos argilosos como os carbonáticos, de uma forma geral, apresentaram baixos valores de permeabilidade e porosidade (Tab. 4). Os baixos valores de porosidade (0,002 até 6,68 %) são comparáveis a valores para folhelhos argilosos (Muravyov *et al.*, 1988). Sruoga *et al.* (2004) cita valores desta ordem quando analisa a porosidade das rochas vulcânicas da Série Tobifera, sul da Patagônia (Argentina). Esses valores são influenciados por uma série de fatores como arranjo dos grãos, seu tamanho e forma, a uniformidade ou não do tamanho dos grãos e, especialmente, os processos de cimentação carbonática conforme pode ser observado na tabela 4. Os vertissolos carbonáticos possuem uma cimentação carbonática extensiva (porcentagens de CaO entre 29 e 52 %) que, por si só, já justifica seus baixos valores de porosidade. No entanto, tão baixos valores de porosidade para os vertissolos argilosos (0,002 %) podem estar relacionados aos processos de compactação pós-deposicionais.

A permeabilidade das rochas é definida como sua habilidade em permitir o movimento de óleo ou gás através delas (Muravyov *et al.*, 1983). Os paleossolos das formações Talampaya e Tarjados também mostraram baixos valores de permeabilidade,

com exceção da amostra Vc₂ (11,9 e 18,9 mD) que apresentou problemas de desagregação e a amostra Va₂ (1,75 e 0,993 mD) que possui descontinuidades macroscópicas e microscópicas representadas pela presença de *slickensides*.

Tão importante quanto os baixos valores de permeabilidade e porosidade, as configurações dos padrões de deposição desses dois tipos de paleossolos lhe conferem propriedades distintas. Os paleossolos argilosos depositados em setores de planície de inundação (Cerro La Torre), possuem uma extensão lateral maior, devida a maior estabilidade dos canais fluviais que permitiam uma maior agradação vertical dos depósitos finos. Essa estabilidade permitiu a formação de paleossolos mais desenvolvidos, com altos teores de argilominerais e continuidade lateral das camadas depositadas (em torno de 400 Km). Os paleossolos carbonáticos estão desenvolvidos, principalmente, em depósitos de *crevasse splay*. Esses depósitos são constantemente erodidos pelo sistema fluvial e, portanto, estão concentrados em pequenas áreas.

Se existisse um sistema petrolífero na Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, poder-se-ia dizer que os paleossolos formados na região de Cerro La Torre constituiriam armadilhas de alta impedância, segundo os critérios de Demaison & Huizinga (1994), pela existência de paleossolos lateralmente contínuos, com baixos valores de permeabilidade e porosidade, em conjunto com a presença de um alto grau de deformação estrutural. Essa deformação estrutural é gerada, principalmente, durante o Cenozóico através do estabelecimento de um regime compressional na margem ocidental do Gondwana, relacionado à Orogenia Andina. A Bacia de Ischigualasto-Villa Unión foi, então, soerguida pela inversão tectônica da Sutura do Valle Fértil e de outras falhas relacionadas (Ramos, 1999). A continuidade lateral destes paleossolos seria fundamental para a integridade e retenção das armadilhas.

A Bacia do Recôncavo está relacionada com a formação de rifts continentais produzidos durante a abertura do Oceano Atlântico Sul (Santos & Braga, 1990). É possível reconhecer três grandes sistemas tectônicos durante a evolução dessa bacia. Dentre os três, a Formação Sergi (Juro-Cretácea) está inserida no contexto da seqüência pré-rift e constitui o principal e maior reservatório da Bacia do Recôncavo, contendo 362 milhões m³ de óleo (Lanzarini & Terra, 1989).

<i>Tipo de Paleossolo (área)</i>	<i>Porosidade (%)</i>	<i>Permeabilidade de (mD)</i>	<i>CaO (%)</i>	<i>Feições Macroscópicas</i>	<i>Feições Microscópicas</i>
Va ₁ (CLA)	6,68* 0,002	1,04 0,04	0,99	Argilito com cor marrom-avermelhada. Maciço.	Presença de nódulos de óxido de Fe.
Va ₂ (CLA)	4,03* 0,07	1,75 0,993	0,57	Argilito com cor avermelhada. Presença de <i>slickensides</i> .	Óxido de ferro disseminado.
Vc ₁ (QDL)	2,58* 0,16	0,251 5,59	29,51	Arenito com granulometria fina-média, cor cinza-esverdeado com cimentação de calcita. Esses arenitos formam concreções achatadas, acompanhando a estratificação da rocha.	Calcita microcristalina .
Vc ₂ (QDL)	0,68 0,22 0,68	0,462 11,9 18,9	42,64	Arenito de granulometria fina-média, cor alaranjada com manchas de cor branca com cimentação de calcita. Essas manchas são irregulares ou concêntricas.	Microfraturas. Cimentação displaciva de calcita microcristalina .
Vc ₃ (QDL)	0,42 0,1	0,645 1,43	51,89	Arenito com granulometria fina, cor cinza-esbranquiçado com cimentação de calcita. Esses arenitos formam concreções carbonáticas concêntricas.	Calcita microcristalina .

Tabela 4: Valores de porosidade, permeabilidade, teores de CaO e feições macroscópicas e microscópicas para os paleossolos do tipo vertissolos argilosos (Va) da região de Cerro La Torre (CLA) e para os vertissolos carbonáticos (Vc) da região de Quebrada del León (QDL). RMN – ressonância magnética nuclear e mD – miliDarcy. * os altos valores de porosidade estão relacionados às descontinuidades da amostra e aos problemas de desagregação.

A Formação Sergi apresenta um grupo de feições pós-deposicionais essencialmente relacionadas com mudanças de coloração e cimentação por carbonatos que podem formar nódulos isolados ou amalgamados. Essas feições, associadas à dinâmica deposicional, estão quase sempre restritas à base de canais fluviais ou depósitos lacustres. Como resultado, os horizontes de paleoalterações não são contínuos em escala de bacia e, muitas vezes, também não são contínuos dentro dos atuais campos produtores de óleo.

Essa observação resulta na conclusão de que as paleoalterações da Formação Sergi não formam heterogeneidades importantes para o sistema petrolífero, ou seja, não estão compartimentando as rochas reservatório. A presença de carbonatos na Formação Sergi provoca uma diminuição da porosidade nas rochas reservatório e ocorre em alguns setores produzindo barreiras de permeabilidade locais em algumas unidades com potencial reservatório.

Trabalhos recentes estão dando ênfase a paleossolos como selantes e barreiras de permeabilidade e de fluxo, não só para reservatórios de petróleo e gás, mas também para aquíferos (Hornung & Aigner, 1999; Watts & Martindale, 2002; Weissmann, 2002). Em alguns casos, quando desenvolvidos em rochas porosas, os paleossolos podem diminuir o potencial reservatório através da destruição da porosidade primária (Baumeister *et al.*, 2006).

Paleossolos e outras feições sub-aéreas relacionadas representam horizontes estratigráficos definitivos e podem ser utilizados para detalhar correlações estratigráficas, resultando em uma melhor definição em locais de exploração. Os paleossolos possuem fábricas características e um sistema de porosidade que pode classificá-los, em muitos setores geológicos, como selantes em sistemas petrolíferos.

5.4 – Conclusões

O estudo de paleossolos vem adquirindo uma crescente importância não apenas na caracterização de ambientes deposicionais, como também no refinamento de correlações estratigráficas e na determinação de paleoclimas e paleoambientes. Na Bacia do Recôncavo (Brasil), o estudo dos processos responsáveis pela geração das paleoalterações da Formação Sergi, auxiliou no melhor entendimento da evolução dos ambientes deposicionais. Também na Bacia de Ischigualasto-Villa Unión (Argentina), os paleossolos das formações Talampaya e Tarjados, trouxeram informações sobre a distribuição do ambiente deposicional e sobre o clima atuante quando da sua deposição. Recentemente, vem sido

testada a hipótese de seu papel como selantes e como barreira de permeabilidade em reservatórios de óleo e gás. Esse trabalho procurou dar uma breve introdução a esse importante assunto, que ainda é pouco explorado. As amostras dos diferentes tipos de paleossolos das formações Talampaya/Tarjados tiveram seus valores de porosidade e permeabilidade averiguados. Os resultados são preliminares, pois algumas amostras apresentaram problemas de desagregação quando submersas em água. No entanto, já é possível vislumbrar o grande potencial deste assunto, já que níveis de paleossolo podem possuir baixos valores de permeabilidade e porosidade e podem possuir grande expressão lateral dentro de uma bacia sedimentar.

Enfim, por todos esses motivos, esse trabalho procurou enfatizar o papel do estudo de paleossolos dentro da ciência geológica, focalizando a necessidade da sua continuidade e de seu constante aprimoramento.

6 – Referências Bibliográficas

- Águas subterrâneas. ABAS, 04 dezembro 2006. Disponível em: <http://www.abas.org.br/index.php?PG=aguas_subterraneas&SPG=aguas_subterraneas_as>. Acesso em: 04 dezembro 2006.
- Al-Aasm, I. S., Taylor, B. E. & South, B. (1990). Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chemical Geology*, 80: 119-125.
- Almon, W. R. & Dawson, W. C. (2000). Paleosols as top seals for nonmarine petroleum systems, Central Sumatra Basin, Indonesia. American Association of Petroleum Geology, International Conference & Exhibition.
- Alonso-Zarza, A. M. (2003). Paleoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sciences Reviews*, 60: 261-298.
- Álvaro, J. J., Vliet-Lanoë, B. V., Vennin, E. & Blanc-Valleron, M. M. (2003). Lower Cambrian paleosols from the Cantabrian Mountains (northern Spain): a comparison with Neogene-Quaternary estuarine analogues. *Sedimentary Geology*, 15: 67-84.
- Alves, D. B. (1987). Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobras. *Boletim de Ciências da PETROBRAS*, 1 (2): 157-175.
- Andreis, R. R. (1981). Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos. Porto Alegre, Editora da Universidade, UFRGS. 67p.
- Baumeister, F., Barclay, J. & Stirling, A. (2006). Destruction of reservoir quality by soil-imprinting, Mannville Cutbank, Sandstones, Lower Cretaceous, Claresholm Region, Southern Alberta. Abstract. CSPG – CSEG – CWLS Convention.

- Biddle, K. T. & Wielchowsky, C. C. (1994). Hydrocarbon Traps. In: Magoon, L. B., Dow, W. G. (Eds.). *The Petroleum System – From Source to Trap*. AAPG Memoir 60: 219-235.
- Birkeland, P. W. (1999). *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York.
- Bull, W. B. (1991). *Geomorphic Responses to Climate Change*. Oxford University Press, New York.
- Busacca, A. J. & Singer, M. J. (1989). Pedogenesis of a chronosequence in the Sacramento Valley, Califórnia, USA. II. Elemental chemistry of silt fractions. *Geoderma*, 44: 43-75.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P. & Feijó, F. J. (1994). Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro 8 (1): 163-172.
- Caselli, A. T. (1998). *Estratigrafia y paleambiente 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, 147p.
- Craig, G. (1957). Isotopic standars for carbon an oxygen correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochem. Acta*, 12: 1333-149.
- Demaison, G. & Huizinga, B. J. (1994). Genetic Classification of Petroleum Systems Using Three Factors: Charge, Migration, and Entrapment. In: Magoon, L. B., Dow, W. G. (Eds.). *The Petroleum System – From Source to Trap*. American Association of Petroleum Geology, Memoir 60: 73-89.
- Demko, T. M., Currie, B. S. & Nicoll, K. A. (2004). Regional paleoclimatic and stratigraphic implications of paleosols and fluvial/overbank architecture in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology*, 15:115-135.
- Downey, M. W. (1984). Evaluating seals for hydrocarbon accumulations. *American Association of Petroleum Geology, Bulletin* 68: 1752-1763.
- Downey, M. W. (1994). Hydrocarbon Seal Rocks. In: Magoon, L. B., Dow, W. G. (Eds.). *The Petroleum System – From Source to Trap*. American Association of Petroleum Geology, Memoir 60: 159-164.

- EMBRAPA (1999). Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Ministério da Agricultura e do Abastecimento. Sistema Brasileiro de Classificação de solos. Brasília. 412p.
- Fedoroff, N., Courty, M. A. & Thompson, M. L. (1990). Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Holocene paleosols. In: Douglas, L. A. (Ed.). Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science. Elsevier, Amsterdam: 653-666.
- Food and Agriculture Organization/United Nations Scientific and Cultural Organization (1974). Soil Map of the World. Vol. I, Legend. Unesco, Paris.
- Garcia, A. J. V., Morad, S., De Ros, L. F. & Al-Aasm, I. S. (1998). Palaeogeographical, palaeoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Publs. Int. Ass. Sediment.*, 26: 107-140.
- Gardner, T. W., Webb, J., Davis, A. G., Cassel, E. J., Pezzia, C., Merritts, D. J. & Smith, B. (2006). Late Pleistocene landscape response to climate change: eolian and alluvial fan deposition, Cape Liptrap, southeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1552-1569.
- Gibbs, R. J. (1965). Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting technique. *American Mineralogist*, 50: 741-751.
- Guadagnin, E. (2004). Evolução tectono-termal e estratigráfica da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, noroeste argentino. Monografia de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre. 166 pp.
- Guerra, T., Silva, A. S. & Botelho, R. G. M. (1999). Erosão e conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil. 340p.
- Hall, R. D. & Anderson, A. K. (2000). Comparative soil development of Quaternary paleosols of the central United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158: 109-145.
- Hoefs, J. (1997) *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin. 241p.

- Hornung, J. & Aigner, T. (1999). Reservoir and aquifer characterization of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary Geology*, 129: 215-280.
- Inventário Florestal Contínuo. Relatório Final do Inventário Florestal Contínuo do Rio Grande do Sul, 04 dezembro 2006. Disponível em: < <http://coralx.ufsm.br/ifcrs/frame.htm>>. Acesso em: 04 dezembro 2006.
- Kimmins, J. P. (1997). *Forest Ecology*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Kemp, R. A., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J. & Arguello, G. (2006). Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research*, 66: 119-132.
- Klappa, C. F. (1983). A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. In: Wilson, R. C. L. (Ed.). *Residual Deposits: Surface Related Weathering Process and Materials*. The Geological Society Special Publication, 11: 211-220.
- Koch, P. L., Zachos, J. C. & Dettman, D. L. (1995). Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115: 61-89.
- Kraus, M. J. (1999). Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geological applications. *Earth-Science Reviews*, 47: 41-70.
- Lanzarini, W. L. & Terra, G. J. S. (1989). Fácies sedimentares, evolução da porosidade e qualidade de reservatório da Formação Sergi, Campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. Rio de Janeiro, 3 (4): 365-375.
- Mack, G. H., James, W. C. & Monger, H. C. (1993). Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 129-136.
- Mack, G. H., Leeder, M., Perez-Arlucea, M. & Bailey, B. D. J. (2003). Early Permian silty-bed fluvial sedimentation in the Orogrande basin of the Ancestral Rocky Mountains, New Mexico, USA. *Sedimentary Geology*, 160: 159-178.
- McCarthy, P.J. & Plint, A. G. (1999). Floodplain paleosols of the Cenomanian Dunvegan Formation. Alberta and British Columbia, Canada: micromorphology, pedogenic

- processes and paleoenvironmental implication. In: Mariott, S. B., Elexander, J. (Eds.), Floodplain: Interdisciplinary Approaches. Geol. Soc. London Spec. Publ., 163: 289-310.
- Miall, A. D. (1990). Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer, New York, 668 p.
- Miall, A. D. (1996). The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer, Berlin.
- Mizusaki, A. M. P. (1986). A utilização do microscópio eletrônico de varredura no estudo de rochas reservatório de hidrocarbonetos. In: Seminário de Geologia, Rio de Janeiro. PETROBRAS/Depex, 1: 322-331.
- Mack, G. H., Cole, D. R., Giordano, T. H., Schaal, W. C. & Barcelos, J. H. (1991). Paleoclimatic controls on stable oxygen and carbon isotopes in caliche of the Abo Formation (Permian), south-central New Mexico, U.S.A. Journal of Sedimentary Petrology, 61: 458-472.
- Morse, D. G. (1994). Siliciclastic Reservoir Rocks. In: Magoon, L. B., Dow, W. G. (Eds.). The Petroleum System – From Source to Trap. American Association of Petroleum Geology, Memoir 60: 121-139.
- Moser, J. M. (1990). Solos. In: IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Geografia do Brasil: Região Sul. Rio de Janeiro: 85-111.
- Muravyov, I., Andriasov, R., Gima Tudinov, S. H., Govoroya, G. & Polozkov, V. (1988). Development and Exploitation of Oil and Gas Fields. Peace Publishers, Moscou, 503p.
- Pimentel, N. L., Wright, V. P. & Azevedo, T. M. (1996). Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. Sedimentary Geology, 105: 1-10.
- Press, F., Siever, R., Grotzinger, J. & Jordan, T. H. (2006). Para Entender a Terra. Porto Alegre, Bookman. 4. ed. 656p.
- Purcell, W. R. (1949). Capillary pressures – their measurement using mercury and the calculation of permeability there from. Petroleum Transactions. American Institute of Mining Engineers, 186: 39-48.

- Ramos, V. A. (1999). Evolução tectônica de la Argentina. In: Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. Instituto de Geologia y Recursos Minerales, Anais 29 (24): 715-751.
- Retallack, G. J. (1985). Fossil soils as grounds for interpreting long-term controls on ancient rivers. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (1): 1-18
- Retallack, G. J. (1991). Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 19: 183-206.
- Retallack, G. J. (1994). The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. In: Amundson, R., Hardin, J., Singer, M. (Eds.). *Factors in soil formation: A Fiftieth Anniversary, Special Publication of the Soil Science Society of America*, 33: 31-64.
- Retallack, G. J. (1997). *A Colour Guide to Paleosols*. Wiley, Chichester, 175p.
- Retallack, G. J. (2001). *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science, United Kingdom. 404p.
- Retallack, G. J., Sheldon, N. D., Cogoini, M. & Elmore, R. D. (2003). Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198: 373-380.
- Rutter, N. W., Velichko, A. A., Dlussky, K. G., Morozova, T. D., Little, E. C., Nechaev, V. P. & Evans, M. E. (2006). New insights on the loess/paleosol Quaternary stratigraphy from key sections in the U.S. Midwest. *Catena*, 15: 15-34.
- Sancho, C., Meléndez, M., Signes, M. & Bastida, J. (1992). Chemical and mineralogical characteristics of Pleistocene caliche deposits from the central Ebro Basin, NE Spain. *Clay Minerals*, 27: 293-308.
- Santos, C. F. & Braga, J. A. E. (1990). O “estado da arte” da Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. Rio de Janeiro, 4 (1): 35-43.
- Schellenberger, A. & Veit, H. (2006). Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess-paleosol sequence, Valle de Tafí, NW Argentine. *Quaternary Science Reviews*, 25: 811-831.

- Scherer, C. M. S., De Ros, L. F., Garcia, A. J. V., Lavina, E. L. C., Oliveira, F. M., Mizusaki, A. M. P., Faccini, U. F., Paim, P. S. G., Pierini, C., Bongioiolo, D. E., Menezes, M. R. F. & Aguiar, E. S. (2004). Caracterização Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Reservatórios da Formação Sergi. PETROBRAS (relatório interno).
- Sheldon, N. D. (2005). Do red beds indicate paleoclimatic conditions?: a Permian case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228: 305-319.
- Sheldon, N. D., Retallack, G. J. & Tanaka, S. (2002). Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. *Journal of Geology*, 110: 687-697.
- Smith, G. D. & McFaul, M. (1997). Paleoenvironmental and geoarchaeologic implications of late quaternary sediments and paleosols: north-central to southwestern San Juan Basin, New Mexico. *Geomorphology*, 21: 107-138.
- Soil Survey Staff 1975. *Soil Taxonomy*. U.S. Department of Agriculture Handbook 436. 754p.
- Soil Survey Staff (1998). *Keys to Soil Taxonomy*. 8th edn. U.S. Department of Agriculture Nat. Res. Conserv. 327p.
- Sruoga, P., Rubinstesin, U. & Hinterwimmer, G. (2004). Porosity and permeability in volcanic rocks: a case study on the Serie Tobifera, South Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132: 31-43.
- Stipanovic, P. N. (2002). El Triásico en la Argentina. In: Stipanovic, P. N., Marsicano, C. A. (Eds.). *Léxico Estratigráfico en la Argentina*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Tandarich, J. P. & Sprecher, S. W. (1994). The intellectual background for factors of soil formation. In: *Factors of Soil Formation: a Fiftieth Anniversary Retrospective* (eds. Amundson, R., Harden, J. & Singer, M.), Soil Science Society of America Special Publication, 33: 1-14.
- Wanas, H. A. & El-Hassan, M. M. A. (2006). Paleosols of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation in the northeastern portion of the Eastern Desert,

- Egypt: Their recognition and geological significance. *Sedimentary Geology*, 15: 243-259.
- Watts, N. R. & Martindale, W. (2002). Paleosols in the Mississippian of western Canada: morphology, genesis and reservoir implications. Abstract. 75th Anniversary of CSPG Convention, Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Weissmann, G. (2002). Integrated stratigraphic and hydrogeologic aquifer analysis: toward improved multi-scale characterization of alluvial aquifer systems. Programs: Instrumentation & Facilities, Hydrologic Sciences. Funded by: NSF.
- Wook-Hyun, H., Jim-Kwan, K., Dong-Yoon, Y., Ju-Yong, K., Shangheon, Y. & Kang-Min, Y. (2006). Holocene paleosols of the Upo wetland, Korea: their implications for wetland formation. *Quaternary International*, 144: 53-60.
- Wright, V. P. (1992). Paleosol recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings. In: Wolf, K. H., Chilingarian, G. V. (Eds.). *Diagenesis III*. Elsevier, Amsterdam: 591-619.
- Wright, V. P. & Marriott, S. B. (1996). A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. *Journal of Geological Society of London*, 153: 907-913.

Título do manuscrito

**INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE
PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO**

Cristina Pierini^{1*}

Ana Maria Pimentel Mizusaki¹

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG-UFRGS), Porto Alegre, RS, CEP
91 509-900

* e-mail: crpierin@yahoo.com.br

Abstract

The majority of paleosols are described from continental deposits, most commonly from alluvial strata. In these continental records too much little reveal of conditions between events of sedimentation. In alluvial sedimentary environments, a record of these conditions is not lost and gone forever. They may be interpreted from fossil soils formed on deposits of floods or other agents of deposition. Paleosols can be categorized according to the interplay among deposition, erosion, and the rate of pedogenesis when they formed. Paleosols can help to interpret the history of sediment deposition and the autogenic and allogenic processes that influenced a sedimentary basin. Paleosols are also helpful in stratigraphic studies, including sequence stratigraphic analyses. In addition to their stratigraphic applications, paleosols can be used to interpret landscapes of the past by analyzing paleosol-landscape associations at different spatial scales, ranging from local to basin-wide in scope. Ancient climatic conditions can be interpreted from modern soil analogs or by identifying particular pedogenic properties that modern studies show to have climatic significance. Stable carbon and oxygen isotopic composition are also used to interpret ancient climate. A variety of features of sequences of paleosols may provide quantifiable evidence of the causes and effects of paleoenvironmental change. Paleosols are abundant in some sequences and may provide a detail record of the past. The richness of this record reveals complexities fundamental to understanding the long-term accumulation of such sequences.

Sumário

1. Abstract	2
2. Sumário	3
3. Introdução	4
4. Formação de Paleossolos em Sequências Sedimentares	6
4.1. Paleossolos em Sistemas Agradacionais	7
4.2. Análise Estratigráfica	9
4.3. Relações Laterais e Verticais em Paleossolos Aluviais	10
5. O Estudo de Paleossolos para Determinações Paleoclimáticas e Paleoambientais	12
5.1. Análogos Atuais	13
5.2. Análises Isotópicas	14
5.3. Limitações	17
6. Conclusões	17
7. Agradecimentos	18
8. Referências Bibliográficas	19
Legenda de figuras	25

3. Introdução

A Paleopedologia é o estudo de solos antigos e a palavra origina-se do grego antigo (*Paleo* = antigo, *pedos* = terra). Os solos do passado, tanto aqueles que foram soterrados em seqüências sedimentares, como aqueles que persistiram a mudanças de condições superficiais, são o principal objeto de estudo da Paleopedologia.

Desta forma, paleossolo é um solo formado em condições distintas das atuais, preservado da erosão em superfícies antigas estáveis e que são, posteriormente, cobertos por sedimentação mais recente, sendo assim, fossilizados no interior de seqüências sedimentares (Fig. 1). A faixa de pedogênese ou faixa de geração de solos é aquela que se encontra nos primeiros metros com colonização vegetal, incluindo uma zona superficial onde os poros do solo podem estar saturados por ar e água (zona de mistura e gravitacional) e uma zona subjacente vadosa, acima do nível freático (Fig. 2).

Assim como os solos, paleossolos podem ser formados em períodos de estabilidade ou não deposição, onde geralmente indicam pausas na sedimentação ou até mesmo discordâncias importantes. Também podem ser formados em seqüências em que a sedimentação muito incipiente não é suficiente para inibir os processos de formação de solo.

As idéias sobre classificação e origem de solos foram muito úteis para o estudo da estratigrafia e geomorfologia de depósitos quaternários. Estudos com esse enfoque foram coordenados por uma Comissão em Paleopedologia estabelecida em 1965 em Denver, USA. Esta comissão gerou uma publicação, um volume contendo vários artigos publicados por Dan H. Yaalon (1971), contendo recomendações para o reconhecimento e classificação de paleossolos.

Inserir Figura 1

Devido à evolução das proposições para classificação de solos, muitos autores descrevem paleossolos utilizando classificações tais como a Taxonomia de Solos dos Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975, 1998), a

classificação da FAO (1974) e a classificação de Duchaufour (1982). A classificação de Mack *et al.* (1993) é considerada específica para paleossolos, apesar de possuir algumas reservas. Esse tipo de classificação é importante, porém ainda gera controvérsias e tem sido discutido por autores como Kraus (1999) e Retallack (2001).

As três feições mais importantes e úteis na distinção entre paleossolos e outros tipos de rochas são: marcas de raízes, horizontes de solo e as estruturas de solo. As marcas de raízes são, sem dúvida, as feições mais diagnósticas, isto porque não existindo outras feições, a presença exclusiva de raízes é suficiente para indicar a existência de formação de solo, conforme mostra Retallack (1988). Diferente de outros traços fósseis como tocas, os traços de raízes geralmente bifurcam e afinam no sentido basal e também possuem larguras bem variadas. O padrão das raízes pode fornecer dados importantes quanto à natureza da drenagem e ou da vegetação existente (Fig. 3). A limitação se encontra na dificuldade em identificar raízes em rochas mais antigas que o Devoniano, período em que aparecem as primeiras grandes plantas vasculares.

Inserir Figura 2

Uma grande variedade de horizontes é reconhecida nos solos modernos. Os processos formadores de solo são responsáveis pela remobilização e acumulação de alguns elementos e minerais dentro do perfil de solo. O resultado dessas atividades é a formação dos horizontes de solo. Esses horizontes são classificados através de um sistema de letras e números, que leva em consideração características como a cor, a natureza de seus limites, concentrações específicas de certos elementos ou minerais etc. A determinação da natureza dos horizontes permite a obtenção de informações sobre o tipo de vegetação, tempo disponível para a formação de solo, entre outras. A estrutura dos solos é formada às custas da destruição das texturas e estratificações da rocha matriz por causa dos processos de bioturbação produzidos por plantas e animais, umidade e seca e de outros processos formadores de solo (Retallack, 1988). A aparência quebradiça de muitos solos é causada pela formação de uma rede de planos que envolvem agregados estáveis de solos (*peds* ou torrões). Os *peds* são classificados de acordo com sua forma e tamanho e cada tipo diferente de *ped* está relacionado a um processo climático específico que

lhe dá origem. Os planos que os envolvem também podem ter origens variadas, como é o caso das películas de argilominerais que são formadas em solos cujo nível freático se encontra abaixo da superfície. Solos pantanosos, por exemplo, onde o nível freático supera a superfície, possuem uma carência de estruturas, mostrando apenas marcas de raízes (Retallack, 1988).

O reconhecimento e estudo de paleossolos tiveram início com trabalhos em seqüências Quaternárias, onde foi amplamente desenvolvido (Smith & Mcfaul, 1997; Hall & Anderson, 2000; Retallack *et al.*, 2003; Rutter *et al.*, 2006; Kemp *et al.*, 2006). Já na década de 60, surge o interesse pelo estudo de paleossolos pré-quaternários, que se estende pelos anos futuros (Ford, 1987; Holmes, 1992; Retallack, 1997; Kraus, 1999; Sheldon, 2006). Novas áreas foram sendo adicionadas ao estudo de paleossolos como as pesquisas paleontológicas, através da identificação de vários tipos de plantas fósseis associadas a paleossolos (Retallack 1975, 1976, 1977). Também surgiram as pesquisas relativas a paleoecologia e paleoclimatologia, através do estudo de paleossolos como indicadores de condições atmosféricas (Sharp, 1940; Sidorenko, 1963; Retallack, 1991; Parrish, 1998; Stanley, 1998) e pesquisas na área de geoquímica em estudos sobre intemperismo (Goldich, 1938).

Atualmente, o estudo de paleossolos ultrapassou a área acadêmica e já é usado como técnica auxiliar na exploração e exploração de petróleo, carvão e minério de urânio (Kimberley, 1992; Kraus & Bown, 1993; Retallack & Krull, 1999).

Para esta discussão foi escolhido como tema, dentro da grande abrangência de assuntos relacionados, o desenvolvimento e acumulação de paleossolos em seqüências sedimentares e de que forma pode-se direcionar o seu estudo para determinar condições paleoclimáticas e paleoambientais.

Inserir Figura 3

4. Formação de Paleossolos em Sequências Sedimentares

O tipo de paleossolo que se forma no registro sedimentar depende do quão rápido o sedimento é acumulado, se essa acumulação é contínua ou se é descontínua e, se ocorreram pausas, qual seu tempo de duração. A sedimentação de paleossolos segue um padrão contínuo, onde em uma extremidade, estão os paleossolos múltiplos que se formam em sucessões estratigráficas relativamente espessas devido aos processos de agradação. No entanto, inúmeros processos alocíclicos e autocíclicos podem produzir episódios de estabilidade ou de erosão nas superfícies. Dependendo do processo e do tempo que esse processo atua, vários intervalos de não-deposição ou erosão, com magnitudes diversas, podem ser gerados no registro estratigráfico. Muitas das superfícies que representam esses intervalos podem ser marcadas por paleossolos espessos e bem desenvolvidos, que representariam o outro extremo do seu padrão de sedimentação (Kraus, 1999).

4.1. Paleossolos em Sistemas Agradacionais

Os paleossolos podem ser classificados de acordo com o balanço entre o acúmulo sedimentar e a taxa de pedogênese (Marriott & Wright, 1993; Wright & Marriott, 1996). Os paleossolos múltiplos formam-se quando a erosão é insignificante e a taxa de sedimentação é rápida, mas não constante, caracterizando-se por serem paleossolos fracamente desenvolvidos. Em perfis desse tipo, os processos pedogênicos atuaram por um curto espaço de tempo e não é possível identificar horizontes bem definidos, ou outras características típicas da interação dos sedimentos com os processos superficiais que definem a pedogênese. Por esse motivo, é muito comum que, em perfis de paleossolos pouco desenvolvidos, seja possível identificar ainda as texturas e estruturas da rocha matriz.

Se a razão de pedogênese excede a razão de deposição, vários eventos de paleossolos acumulam-se em seções verticais formando paleossolos compostos. Esses perfis já são mais desenvolvidos que os anteriores e, em uma sucessão vertical com vários eventos de formação de solos, já não é mais possível identificar as características originais da rocha matriz. Por outro lado, se a erosão for insignificante e a sedimentação não for

constante, são gerados paleossolos espessos, denominados cumulativos (Fig. 4) (Kraus, 1999). Esses perfis normalmente são formados em discordâncias que podem representar intervalos de tempo significativos na bacia sedimentar de milhões, ou até mesmo, de dezenas de milhões de anos. Para a formação de solo é necessário, pelo menos, um certo período de estabilidade. Nesse último caso, paleossolos que marcam discordâncias regionais, são excepcionalmente espessos e bem desenvolvidos, indicando longos períodos de desenvolvimento de solo e de estabilidade da superfície deposicional.

Nos sistemas fluviais, por exemplo, os depósitos de canal devem mostrar pouca evidência de pedogênese ou podem conter paleossolos múltiplos já que a sedimentação nesses locais é muito rápida. Neste caso, paleossolos múltiplos com perfis pouco desenvolvidos, formam-se nos depósitos de *levee*, enquanto que os perfis cumulativos desenvolvem-se em áreas da planície de inundação, longe dos depósitos de canal fluvial (Kraus & Aslan, 1999).

Processos autogênicos são aqueles relacionados com o próprio sistema deposicional, já os processos alogênicos são considerados externos, independentes do tipo de processo sedimentar que atua na bacia. Na verdade, pode-se dizer que os processos alogênicos determinam o tipo e a intensidade dos processos de sedimentação que ocorrem em uma determinada bacia. Esses grupos de processos, que operam em escalas intermediárias (10^3 a 10^4 anos), influenciam na formação de paleossolos através da geração de pausas na sedimentação e erosão localizada. Um exemplo de processo autogênico são as avulsões nos sistemas fluviais. A avulsão é causada pela modificação da posição dos canais fluviais dentro da planície de inundação. Desta forma, quando o canal abandona sua posição atual dentro da planície de inundação, interrompe a sedimentação em uma porção particular da planície de inundação por um período de 10^3 anos, que é a periodicidade da avulsão, segundo Bridge & Leeder (1979). Desta forma podem ser formados dois tipos de paleossolos: (1) paleossolos cumulativos, bem desenvolvidos, que se formam nos depósitos de planície de inundação e (2) paleossolos compostos ou cumulativos pouco desenvolvidos e observados nos depósitos de avulsão (Kraus & Gwinn, 1997).

Em relação aos controles externos, as modificações climáticas são um exemplo e também influenciam no desenvolvimento de solos. Algumas sucessões de depósitos de *loess* Quaternários mostram essa influência conforme Pesci (1995). Esse autor deduziu que os paleossolos são formados em períodos de redução do *input*

sedimentar associados aos períodos de clima mais úmido. Durante os períodos secos, a sedimentação se sobrepõem a pedogênese e os solos não se desenvolvem. Alguns sedimentos de *loess* pré-Quaternários foram estudados por Soregan *et al.* (1997), que também observaram que os paleossolos estão relacionados a condições de clima mais úmido.

Inserir Figura 4

4.2. Análise Estratigráfica

O reconhecimento de que muitos paleossolos individuais são distintos e realmente extensos trouxe à tona a possibilidade de utilizá-los para subdividir depósitos Quaternários (Pesci, 1995), assim como em depósitos Terciários e em rochas mais antigas (Abbott *et al.*, 1976). Desta forma, eles começaram a ser utilizados para ajudar a solucionar problemas de correlações estratigráficas, com crescente interesse no seu significado estratigráfico em seqüências muito desenvolvidas que marcam discordâncias regionais.

Diversos autores enfatizaram a importância da estratigrafia de seqüências no estudo de paleossolos, propondo modelos (Wright & Marriott, 1993) e, com mais freqüência, através de trabalhos de campo (McCarthy & Plint, 1998). Wright & Marriott (1993) discutiram um modelo relacionando variações no nível do mar, espaço de acomodação, arquitetura fluvial e desenvolvimento de solos e paleossolos. Assim, o modelo previa o grau de pedogênese, maturidade e drenagem de solos formados em planícies costeiras em diferentes períodos de um ciclo de variação do nível do mar.

O modelo sugere que durante o período de nível de mar baixo, com a incisão e formação de vales, paleossolos maduros e bem drenados desenvolvem-se nos terraços, já que ocorre uma diminuição na deposição fluvial. Quando o nível do mar começa a aumentar, espaço de acomodação é criado e a freqüência de inundação dos rios aumenta. Nesse momento, solos com características hidromórficas podem ser formados. O aumento progressivo do nível do mar aumenta a sedimentação, possibilitando a formação de solos pouco desenvolvidos. Finalmente, a taxa de subida do nível do mar diminui até atingir uma taxa nula. O espaço disponível para o

acúmulo sedimentar é reduzido e os rios começam a retrabalhar os sedimentos existentes. A baixa razão de agradação sedimentar é favorável para o desenvolvimento de paleossolos maduros, no entanto o seu potencial de preservação no registro sedimentar pode ser baixo, devido ao retrabalhamento do próprio sistema fluvial durante as suas migrações laterais.

Ao contrário do que outros modelos sugeriam, o modelo de Wright & Marriott (1993), predizia que as maiores razões de agradação seriam características do trato de sistema transgressivo (TST) e que, por causa do pouco espaço de acomodação, o trato de sistema de mar alto (TSMA) tem baixas taxas de agradação. Por esse motivo, o TST seria caracterizado por abundantes depósitos de *overbank* com paleossolos pouco desenvolvidos, enquanto que os depósitos do TSMA teriam depósitos de *overbank* menos expressivos com paleossolos bem desenvolvidos. Já outros estudos, como o de Shanley & McCabe (1994), mostram que paleossolos seriam mais comuns em depósitos do TSMA. De qualquer forma, esses e outros modelos, definem uma crescente importância no estudo de paleossolos relacionado à estratigrafia de seqüências (Kraus, 1999).

Os estudos de estratigrafia de seqüências geralmente enfatizam a importância dos paleossolos para o reconhecimento de limites de seqüência de interflúvios e para a diferenciação entre vales incisos da maioria dos canais arenosos (Aitken & Flint, 1996). Ainda assim, trabalhos como os de McCarthy & Flint (1998) e Álvaro *et al.* (2003), dão atenção às suas características micromorfológicas associadas a critérios de campo e às relações estratigráficas para obter um melhor entendimento da seqüência de eventos que formaram um determinado tipo de paleossolo em um limite de seqüência.

4.3. Relações Laterais e Verticais em Paleossolos Aluviais

Nos ambientes fluviais o registro das condições existentes entre períodos de sedimentação é melhor preservado e pode ser interpretado a partir de paleossolos. Os principais fatores que controlam o sistema fluvial são tempo, relevo inicial, geologia, clima, vegetação, nível de base, escoamento superficial, sistema de drenagem, inclinação, morfologia, comportamento dos canais e padrão de deposição (Schumm, 1977).

Assim como as rochas sedimentares exibem uma variação lateral em suas características, as propriedades dos solos variam lateralmente em resposta a diferentes condições ambientais. Desta forma a morfologia dos solos reflete a sua posição específica na topografia. O desenvolvimento dos solos varia de acordo com sua posição no relevo por causa das diferenças de microclima, condições de drenagem e do deslocamento vertical dos constituintes do solo (Bown & Kraus, 1987).

A seqüência vertical dos depósitos de *overbank* da Formação Willwood, Eoceno da bacia de Bighorn, EUA (Kraus, 1987) apresenta três ordens de *pedofácies* (termo proposto por Bown & Kraus, 1987). De acordo com Kraus (1987), os paleossolos compostos e simples refletiriam os controles fluviais autocíclicos. A superimposição desses ciclos de menor escala formaria as megaseqüências, que possuem centenas de metros de espessura. Enquanto que as seqüências simples e compostas registrariam padrões locais dos depósitos de planície de inundação, as megaseqüências representariam mudanças na razão de acumulação sedimentar produzidas por processos alocíclicos.

Portanto, nos sistemas fluviais a distribuição das seqüências de paleossolos obedece a uma dinâmica autocíclica, controlada pelas avulsões do próprio sistema aluvial e a uma dinâmica alocíclica, que abrange longos períodos de tempo (de 100.000 até 1 Ma) e que é determinada pela atividade tectônica ou pelas condições climáticas. Os fatores autocíclicos e alocíclicos do sistema fluvial determinam variações laterais e verticais de paleossolos (Kraus & Bown, 1988).

Solos menos desenvolvidos geralmente são formados próximos às áreas de rápida sedimentação: nos canais, diques marginais ou depósitos de *crevasse splay*. Ao contrário, solos mais desenvolvidos encontram-se nas porções mais distantes da planície de inundação em relação aos canais fluviais (Fig. 5). Existe, portanto, uma progressão lateral contínua e gradual de estágios de maturidade de solos das áreas de canal, para as áreas de planície (Kraus & Brown, 1988). Desta forma, a razão de acumulação sedimentar diminui com o aumento da distância em relação ao canal. Isto ocorre porque a espessura dos sedimentos, depositados por extravasamentos dentro da planície, diminui a medida que esses depósitos se afastam dos canais e porque as áreas mais distantes da planície são inundadas com menor freqüência do que as áreas próximas aos canais fluviais. Conseqüentemente, existe uma relação inversa entre maturidade dos solos e razão de acumulação de sedimentos.

A maturidade dos paleossolos aumenta e torna a diminuir, em direção ao topo das seqüências, em resposta aos episódios de avulsão dos canais fluviais, gerando um padrão vertical de seqüências simples ou compostas de paleossolos. Enquanto as seqüências simples e compostas registram um padrão local de deposição nas planícies de inundação, as megaseqüências representam mudanças na razão de acumulação sedimentar controladas por fatores alocíclicos, incluindo variações na atividade tectônica e mudanças climáticas.

Os paleossolos mostram um aumento no desenvolvimento de acordo com a idade, condições climáticas mais secas e drenagens mais desenvolvidas em direção ao topo de cada seqüência. Isto, até serem novamente interrompidos por uma discordância e formação, na base da nova seqüência, de paleossolos fracamente desenvolvidos em climas úmidos e sistemas de drenagem pobremente desenvolvidos (Retallack, 2001).

O modelo de pedofácies não é capaz de explicar as variações laterais de todas as sucessões de paleossolos (e. g. Wright, 1992b). Alguns autores, como Kraus (1997) e Kraus & Aslan (1999) discutiram as limitações do modelo de pedofácies. Ainda, North (1996) levantou a questão de que o modelo de pedofácies seria melhor aplicado em sucessões agradacionais espessas que seriam dominadas por perfis de paleossolos compostos e cumulativos.

O estudo de solos modernos sugere que composições distintas estão associadas a diferentes tamanhos de grão e, que essas diferenças podem influenciar no desenvolvimento dos solos (Kraus, 1999). Nos sistemas fluviais, por exemplo, os sedimentos tamanho areia e silte são depositados nos ambientes próximos aos canais fluviais (*levees, splays*) e são constituídos principalmente por quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. Por outro lado, os sedimentos finos são tipicamente acumulados nas planícies de inundação e são compostos, em sua maioria, por argilominerais como clorita, esmectita e ilita, dependendo das condições climáticas vigentes. Trabalhos como o de Aslan & Autin (1998), mostram que as diferenças composicionais da rocha matriz têm grande impacto sobre a química dos solos aluviais e sobre os processos de intemperismo.

Inserir Figura 5

5. O Estudo de Paleossolos para Determinações Paleoclimáticas e Paleoambientais

Durante a última década o estudo de paleossolos, incluindo os Pré-Quaternários, teve grande impulso pelo fato de fornecer informações importantes para a solução de vários problemas geológicos. A análise da distribuição de seus diferentes tipos em paleo-superfícies tem sido uma ferramenta importante para fornecer uma imagem mais completa sobre as condições ambientais e climáticas vigentes em bacias continentais antigas e para determinar a importância relativa de processos autigênicos e allogênicos que controlam a sedimentação nessas bacias.

Essas informações paleoclimáticas e paleoambientais podem ser obtidas simplesmente pela classificação de paleossolos (Mack, 1992) ou, ainda, com o auxílio de informações resultantes da aplicação de técnicas analíticas, principalmente, de isótopos estáveis (Driese *et al.*, 1992).

5.1. Análogos Atuais

O clima é um dos cinco fatores que determinam as características físicas e químicas de solos e paleossolos. Outros fatores incluem, a composição e textura do material fonte, posição na topografia, vegetação e o tempo de desenvolvimento do solo (Birkeland, 1984; Retallack, 1990). No caso dos paleossolos, a diagênese pós-pedogênese pode inibir assinatura dos fatores que promovem a formação do solo (Retallack, 1991). Por isso é importante compreender todas as variáveis que afetam as propriedades de um paleossolo antes de utilizá-lo como parâmetro para interpretações paleoclimáticas.

O trabalho de Bestland (1997) é um dos tantos exemplos da utilização de classificações no auxílio em interpretações paleoclimáticas. Nesse trabalho, Bestland utilizou paleossolos para interpretar mudanças climáticas através do limite Eoceno-Oligoceno. Os paleossolos mais antigos dessa seqüência que se formaram em condições úmidas e sub-tropicais, foram interpretados como do “tipo Ultisol”, enquanto que os paleossolos jovens, compostos por esmectidas e formados em ambiente temperado úmido, foram interpretados com do “tipo Alfissolo”. Mack & James (1994) geraram um mapa de paleossolos onde são associados solos modernos a zonas

climáticas específicas. Os autores propuseram um modelo para distribuição global de zonas paleoclimáticas com a predição de seus paleossolos diagnósticos. As zonas paleoclimáticas foram definidas pela comparação com zonas climáticas modernas e por sua assembléia característica de ordens de paleossolos, de acordo com a classificação de Mack *et al.* (1993). Desta forma, solos muito alterados, como Oxissolos e Argilissolos seriam característicos de paleoclimas equatoriais úmidos, onde as temperaturas e precipitação anuais são altas e mostram pouca variação sazonal. Argilissolos, Spodosolos e Gleysolos seriam mais comuns em latitudes médias e climas úmidos (precipitação média anual superior a 100 cm/ano), enquanto que os Calcissolos são indicativos de zonas paleoclimáticas subtropicais (precipitação média anual inferior a 100 cm/ano). O desenvolvimento de paleossolos na zona polar seria mínimo, por causa da baixa precipitação anual e das baixas temperaturas. O modelo proposto por Mack & James não é apropriado para paleossolos que se formaram antes do advento das primeiras plantas vasculares.

Demko *et al.* (2004) utilizaram a classificação de Mack *et al.* (1993) de paleossolos para identificar as evidências paleoclimáticas e paleoambientais dos paleossolos da Formação Morrison, do Jurássico superior localizados na região de Western Interior, EUA. Através da identificação de horizontes característicos, condições de drenagem etc, os autores concluíram que os paleossolos expostos nos perfis da Formação Morrison exibiam excelentes registros das condições paleoclimáticas e paleohidrológicas do Jurássico superior. Os paleossolos de planície de inundação e de margem lacustre foram formados de dezenas a centenas de anos e mostram evidências de um clima semi-árido com precipitação sazonal. As suas variações laterais mostram que a bacia seria mais seca na sua porção oeste e sul. As variações verticais, indicam que as condições paleoclimáticas da bacia se tornaram mais úmidas com o passar do tempo.

Os argilominerais presentes também podem ser utilizados para detectar e interpretar variações climáticas. O trabalho de Robert & Kennett (1994), por exemplo, identificou um crescente aumento do teor de esmectita e correspondente diminuição do teor de illita, em sedimentos argilosos na Antártica durante o Paleoceno superior. Esta mudança na composição dos argilominerais corresponde também a uma variação isotópica que marca um máximo termal no final do Paleoceno (e.g., Zachos *et al.*, 1993). Os autores concluíram

que o aumento do teor de esmectita foi resultado de um recrudescimento do intemperismo químico devido às altas temperaturas e chuvas neste período.

5.2. Análises Isotópicas

Resumidamente, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para solos com carbonato depende da composição isotópica das águas meteóricas das quais o carbonato precipita. A composição isotópica das águas meteóricas, por sua vez, é influenciada pela temperatura média anual. Já, a composição do isótopo de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em solos modernos, tende a ser maior em áreas de climas quentes por causa do tipo de vegetação. Plantas que produzem C_3 (árvores, arbustos, gramas de clima frio), possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de -27%, enquanto que plantas que produzem C_4 (gramas de climas quentes) possuem valores em torno de -12% (Cerling, 1984; Cerling & Quade, 1993). Por causa dessas relações entre composição isotópica e temperatura, paleossolos com carbonatos vêm sendo estudados para a reconstrução de paleoclimas.

Vitali *et al.* (2002) apresentaram um estudo de caracterização mineralógica e isotópica (com base em isótopos de hidrogênio e oxigênio) em argilominerais de paleossolos cretáceos da Formação *Dunvegan* (Canadá). Os dados isotópicos foram utilizados para: 1) diferenciar argilominerais detríticos de argilominerais pedogênicos; 2) estimar a temperatura e a composição isotópica da água durante a formação dos argilominerais pedogênicos e 3) deduzir as flutuações climáticas e ambientais durante a formação destes paleossolos.

A Formação *Dunvegan* é um complexo deltaico depositado durante 2 Ma por rios que corriam na direção sudeste, paralelos ao sistema de cordilheiras. A planície deltaica de *Dunvegan* possuía um relevo muito suave, formada por arenitos de granulometria fina a muito fina intercalados e siltitos laminados, representando depósitos de planície de inundação, extravasamento, dique marginal, canal fluvial e lago. A superfície dos lobos deltaicos encontra-se extensivamente incisa por sistema de vales. Esses vales são preenchidos por novos sedimentos que sofrem intensa pedogênese.

Essa intensa pedogênese gera paleossolos maduros e espessos caracterizados pela presença de um horizonte argiloso Bt bem desenvolvido, similares aos modernos Alfissolos e Ultissolos. As observações

analíticas mostraram que a fração < 2 µm compreende uma mistura de argilominerais detríticos e pedogênicos, enquanto que a fração < 0,2 µm consiste quase completamente de argilominerais formados durante a pedogênese. Caulinita, illita (provavelmente herdada das rochas clásticas, das quais formaram-se os paleossolos), vermiculitas di-octaédricas (comuns em solos de regiões temperadas úmidas) e argilominerais interestratificados são a principal composição da fração < 2 µm. Já a fração < 0,2 µm, é composta exclusivamente por argilominerais interestratificados. Os autores concluíram que o caráter específico dos argilominerais pedogênicos, nesse paleossolo, provavelmente reflete a variabilidade entre os materiais fonte e a intensidade da duração dos processos de formação de solo (estimada em 100 m.a.).

Para o estudo isotópico o primeiro passo foi comparar os valores obtidos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD nas frações < 2 µm e < 0,2 µm com os valores dos argilominerais detríticos (Fig. 6). Os altos valores de δD para a fração < 2 µm refletem a mistura dos argilominerais detríticos e pedogênicos, enquanto que os baixos valores de δD para a fração < 0,2 µm, carregam a assinatura isotópica da temperatura e composição da água do solo presente durante a pedogênese.

Utilizando alguns geotermômetros como parâmetro, foi possível encontrar valores entre -12,9 e -11,6 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ e valores entre -82 e -81 ‰ de δD para a água envolvida na pedogênese deste paleossolo. Estes valores são substancialmente superiores aqueles encontrados para a água meteórica local atual. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD inferidos neste trabalho para a pedogênese, são representativos da água meteórica local que é modificada por variações sazonais na composição da precipitação. Dentro do solo, essa água meteórica mistura-se com a umidade pré-existente e também é afetada pelos processos de formação de solo (como por exemplo, evaporação, influência sazonal da água proveniente das plantas, entre outros).

Os valores obtidos neste trabalho fornecem uma estimativa sensata da composição isotópica da paleoprecipitação no início do Cretáceo superior em uma paleolatidade de 65° N. Estes valores são maiores do que os encontrados para a precipitação presente e são consistentes com a existência de massas úmidas mais ricas em ^{18}O e D, sugerindo condições mais quentes e úmidas durante o Cretáceo superior do que nos tempos atuais.

Desta forma, foi possível observar que as composições isotópicas de minerais pedogênicos provenientes de paleossolos registram parâmetros climáticos importantes durante a formação do solo, como a temperatura

superficial e a composição da água do solo. Existe uma vantagem em se obter estas medidas isotópicas a partir de argilominerais pedogênicos, já que esses são mais comuns que os carbonatos pedogênicos e podem registrar tanto as composições isotópicas de hidrogênio como as de oxigênio da precipitação ocorrente durante a formação do solo.

No entanto, é preciso estar atento ao fato de que o uso da composição isotópica em minerais de paleossolos apresenta vários problemas. Um deles é a superposição climática, que pode ocorrer se as razões de acumulação sedimentar forem muito lentas, fazendo com que o carbonato pedogênico precipite sob mais de um regime climático, contendo uma mistura isotópica (Cerling, 1984). A composição do isótopo de oxigênio, por sua vez, é mais sujeita às modificações diagenéticas. Mora *et al.* (1998) comprovaram que o isótopo de oxigênio analisado em calcitas e ilitas pedogênicas sofreu variações durante o soterramento e, por tanto, neste caso, não seria apropriado para interpretações paleoclimáticas e paleoambientais.

Inserir Figura 6

5.3. Limitações

Dependendo da natureza da exposição dos paleossolos e da quantidade de dados levados em consideração, o estudo de paleoclimas pode ser prejudicado. Em muitas situações pode ser difícil distinguir controles climáticos de outros mecanismos que podem provocar variações verticais nos perfis de paleossolos. Para obterem-se dados paleoclimáticos (como paleotemperaturas, CO₂ atmosférico e outros) confiáveis, o carbonato coletado dos paleossolos deve ter indiscutivelmente uma origem pedogênica e não ter sofrido modificações pós pedogênese (Kraus, 1999). A diagênese de soterramento também pode ser um problema em potencial, apesar da existência de estudos em paleossolos do Eoceno inferior (Cerling, 1991) e do Devoniano (Driese & Mora, 1993) que mostraram que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos em paleossolos teriam sido pouco afetados pela diagênese.

6. Conclusões

Pelo fato de que as rochas sedimentares compreendem cerca de 75% das rochas expostas na superfície terrestre (Pettijohn, 1975) e que, muitas destas rochas são formadas em ambientes terrestres sujeitos às modificações pedogênicas, os paleossolos são abundantes no registro geológico (Kraus, 1999). O seu registro histórico também é bastante extenso, indo bem além dentro do período Pré-Cambriano (Driese *et al.*, 1995).

Paleossolos podem oferecer modelos de correlação de depósitos continentais, tanto em escala local, como em escala regional. Isso porque, muitos solos antigos são de fácil reconhecimento, encontram-se expostos por grandes áreas e são formados quase que instantaneamente, em termos geológicos (entre 2.000 e 30.000 anos).

Os paleossolos também são um registro da evolução de ecossistemas e de suas interações ao longo do tempo e por esse motivo, são as evidências para a reconstrução de ambientes e climas passados.

Assim como podem fornecer informações sobre a formação de paisagens antigas, os paleossolos também fornecem informações sobre a acumulação de seqüências sedimentares não-marinhas. O seu estudo contribui para a obtenção de maiores informações sobre a natureza, tempo e forma da deposição aluvial. Os paleossolos fornecem a chave para a integração de eventos deposicionais ao longo do tempo, distribuídos lateralmente através do sistema aluvial, desde os cinturões de canais fluviais até as porções mais distais da planície de inundação.

O estudo de paleossolos pode ser considerado como mais uma ferramenta, dentro de um conjunto de observações, para o melhor entendimento dos sistemas sedimentares continentais.

7. Agradecimentos

Agradecemos a todos que contribuíram para a realização deste trabalho. Em especial a ANP (Agência Nacional do Petróleo) pela concessão de bolsa de estudos para a autora e para o Instituto de Geociências da UFRGS.

8. Referências Bibliográficas

- Abbott, P. L., Minch, J. A. & Peterson, G. L. 1976. Pre-Eocene paleosol south of Tijuana, Baja California, Mexico. **Journal of Sedimentary Petrology** **46**: 355-361.
- Aitken, J. F. & Flint, S. S. 1996. Variable expressions of interfluvial sequence boundaries in the Brathitt Group (Pennsylvanian), eastern Kentucky, USA. In: Howell, J.A. & Aitken, J. F. (eds.). **High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications**. Geological Society of London. p. 193-206 (Special Publication of Geological Society of London, n. 104).
- Álvaro, J. J., Vliet-Lanoë, B. V., Vennin, E. & Blanc-Valleron, M. M. 2003. Lower Cambrian paleosols from the Cantabrian Mountains (northern-Spain): a comparison with Neogene-Quaternary estuarine analogues. **Sedimentary Geology** **163**: 67-84.
- Aslan, A. & Autin, W. J. 1998. Holocene flood-plain soil formation in the southern lower Mississippi Valley: implications for interpreting alluvial paleosols. **Geological Society of America Bulletin** **110**: 433-449.
- Bown, T. M. & Kraus, M. J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology** **57** (4): 587-601.
- Bridge, J. S. & Leeder, M. R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. **Sedimentology** **26**: 599-623.
- Carlisle, D. 1983. Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. In: Wilson, R. C. L. (ed.), **Residual Deposits**. Geological Society of London Special Publication 11, 185-195.

- Cerling, T. E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationships to climate. **Earth Science Planet Letter** **71**: 229-240.
- Cerling, T. E. 1991. Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. **American Journal of Science** **291**: 377-400.
- Cerling, T. E. & Quade, J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. **Climatic Change in Continental Isotopic Records**. American Geophysical Union, p. 217-231.
- Demko, T. M., Currie, B. S. & Nicoll, K. A. 2004. Regional paleoclimatic and stratigraphic implications of paleosols and fluvial/overbank architecture in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. **Sedimentary Geology** **167**: 115-135.
- Driese, S. G. & Mora, C. I. 1993. Physico-chemical environment of pedogenic carbonate formation in Devonian vertic paleosols, central Appalachians, USA. **Sedimentology** **40**: 199-216.
- Driese, S. G., Mora, C. I., Cotter, E. & Foreman, J. L. 1992. Paleopedology and stable isotope chemistry of Late Silurian vertic paleosols, Bloomsburg Formation, Central Pennsylvania. **Journal of Sedimentary Petrology** **62** (5): 825-841.
- Driese, S. G., Simpson, E. L. & Eriksson, K. A. 1995. Redoximorphic paleosols in alluvial and lacustrine deposits, 1.8 Ga Lochness Formation, Mount Isa, Australia; pedogenic processes and implications for paleoclimate. **Journal of Sedimentary Research** **65A**: 675-689.
- Ford, A. B. 1987. Chemical characteristics of greywacke and paleosol of early Oligocene or older sedimentary breccia, Ross Sea, DSDP site 270. In: Thomson, M. R. A., Crame, I. A. & Thomson, J. W. (eds.). **Geological Evolution of Antarctica**. Cambridge University Press, Cambridge. p. 293-297.
- Goldich, S. S. 1938. A study in rock weathering. **Journal of Geology** **46**: 17-58.
- Hall, R. D. & Anderson, A. K. 2000. Comparative soil development of Quaternary paleosols of the central United States. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** **158**: 109-145.
- Holmes, M. A. 1992. Cretaceous subtropical weathering followed by cooling as 60°S latitude: the mineral composition of southern Kerguelen Plateau sediment, Leg 120. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results** **120**: 99-111.

- Kemp, R. A., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J. & Arguello, G. 2006. Late quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. **Quaternary Research** **66**: 119-132.
- Kimberley, M. M. 1992. Significance of Precambrian paleosols. In: Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M. M., McKirdy, D. M. & Trudinger, D. A. (eds.). **Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources**. Springer, Berlin. p. 115-129.
- Kraus, M. J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology** **57** (4): 602-612.
- Kraus, M. J. 1997. Lower Eocene alluvial paleosols: pedogenic development, stratigraphic relationships and paleosol/landscape associations. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** **129**: 387-406.
- Kraus, M. J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. **Earth-Science Reviews** **47**: 41-70.
- Krauss, M. J. & Aslan, A. 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. In: Thiry, M. (ed.). **Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits**. International Association of Sedimentology, p. 303-321 (Special Publication of International Association of Sedimentology, n. 27).
- Kraus, M. J. & Bown, T. M. 1988. Pedofacies analysis; a new approach to reconstructing ancient fluvial sequences. In: Reinhardt, J. & Sigleo, W. R. (eds.). **Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Techniques and Applications**. Geological Society of America. p. 143-152 (Geological Society of America Special Paper, n. 216).
- Kraus, M. J. & Gwinn, B. 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. **Sedimentary Geology** **114**: 33-54.
- Mack, G. H. 1992. Paleosols as an indicator of climatic change at the early-late Cretaceous boundary, southwestern New Mexico. **Journal of Sedimentary Petrology** **62** (3): 483-494.
- Mack, G. H. & James, W. C. 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. **The Journal of Geology** **102**: 360-366.

- Mack, G. H., James, W. C. & Monger, H. C. 1993. Classification of paleosols. **Geological Society of America Bulletin** **105**: 129-136.
- Marriott, S. B. & Wright, V. P. 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. **Journal of Geological Society of London**, **150**: 1109-1120.
- McCarthy, P. J. & Plint, A. G. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. **Geology** **26**: 387-390.
- Mora, C. I., Sheldon, B. T., Elliott, W. C. & Driese, S. G. 1998. An oxygen isotope study of illite and calcite in three Appalachian Paleozoic vertic paleosols. **Journal of Sedimentary Research** **68**: 456-464.
- North, C. P. 1996. The prediction and modeling of subsurface fluvial stratigraphy. In: Carling, P. A. & Dawson, M. R. (eds.). **Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy**. Wiley, Chichester, p. 395-508.
- Parrish, J. T. 1998. **Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record**. Columbia University Press, New York.
- Pesci, M. 1995. The role of principles and methods in loess-paleosol investigations. **Geojournal** **36**: 117-131.
- Pettijohn, F. J. 1975. **Sedimentary Rocks**. Third edn. New York, Harper and Row, 628p.
- Retallack, G. J. 1975. The life and times of a Triassic lycopod. **Alcheringa** **1**: 3-29.
- Retallack, G. J. 1976. Triassic paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I. Features of the paleosols. **Geological Society of Australia Journal** **23**: 383-399.
- Retallack, G. J. 1977. Triassic paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales. Part II. Classification and reconstruction. **Geological Society of Australia Journal** **24**: 19-35.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. In: Reinhardt, J. & Sigleo, W. R. (eds). **Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Techniques and Applications**. Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20.
- Retallack, G. J. 1990. The work of dung beetles and its fossil record. In: Boucot, A. J. (ed.). **Evolutionary Paleobiology of Behavior**. Elsevier, Amsterdam: 214-226.
- Retallack, G. J. 1991. **Miocene Paleosols and Ape Habitats of Pakistan and Kenya**. Oxford University Press, New York.

- Retallack, G. J. 1997. **A Colour Guide to Paleosols**. Wiley, Chichester.
- Retallack, G. J. 2001. **Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology**. Blackwell Science, London.
- Retallack, G. J. & Krull, E. S. 1999. Ecosystem shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica. **Australian Journal of Earth Sciences** **46**: 785-812.
- Retallack, G. J., Sheldon, N. D., Cogoini, M. & Elmore, R. D. 2003. Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** **198**: 373-380.
- Robert, C. & Kennett, J. P. 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. **Geology** **22**: 211-214.
- Rutter, N. W., Velichko, A. A., Dlussky, K. G., Morozova, T. D., Little, E. C., Nechaev, V. P. & Evans, M. E. 2006. New insights in the loess/paleosol Quaternary stratigraphy from key sections in the U. S. Midwest. **Catena** **67**: 15-34.
- Schumm, S. A. 1977. **The Fluvial System**. New York, Wiley, 338p.
- Shanley, K. W. & McCabe, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geology Bulletin** **78**: 544-568.
- Sharp, R. P. 1940. The ep-Archaean and ep-Algonkian erosion surfaces, Grand Canyon, Arizona. **Geological Society of America Bulletin** **51**: 1235-1269.
- Sheldon, N. D. 2006. Precambrian paleosols and atmospheric CO₂ levels. **Precambrian Research** **147**: 148-155.
- Sidorenko, A. V. 1963. Problemy osadochnoi geologii dokembria (Problems in Precambrian sedimentary geology). **Sovietskay Geologiskh** **4**: 3-23.
- Smith, G. D. & McFaul, M. 1997. Paleoenvironmental and geoarchaeologic implications of the late Quaternary sediments and paleosols: north-central to southwestern San Juan Basin, New Mexico. **Geomorphology** **21**: 107-138.
- Soregan, G. S., Elmore, R. D., Katz, B., Cogoini, M. and Banerjee, S. 1997. Pedogenically enhanced magnetic susceptibility variations preserved in Paleozoic loessite. **Geology** **25**: 1003-1006.
- Stanley, S. M. 1998. **Earth System History**. Freeman, New York.

- Vitali, F., Longstaffe, F. J., McCarthy, P. J., Plint, A. G. & Caldwell, W. G. E. 2002. Stable isotopic investigation of clay minerals and pedogenesis in an interfluvial paleosol from the Cenomanian Dunvegan Formation, N.E. British Columbia, Canada. **Chemical Geology** **192**: 269-287.
- Wright, V. P. 1992b. Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models. In: Martini, I. P. & Chesworth, W. (eds.). **Weathering, Soils and Paleosols**. Elsevier, Amsterdam, p. 475-499.
- Wright, V. P. & Marriott, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain storage. **Sedimentary Geology** **86**: 203-210.
- Wright, V. P. & Marriott, S. B. 1996. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. **Journal of Geological Society of London** **153**: 907-913.
- Zachos, J. C., Lohmann, K. C., Walker, J. C. G. & Wise, S. W. 1993. Abrupt climatic change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. **The Journal of Geology** **101**: 191-213.

Legenda de Figuras

Figura 1 – Exemplos de preservação de paleossolos em seqüências sedimentares continentais. Os solos são formados em superfícies estáveis, durante períodos de ausência ou de baixa sedimentação. Quando os processos sedimentares voltam a atuar, novos sedimentos são depositados sobre o solo pré-existente. Esse processo ocorre sucessivamente, permitindo, assim, que os solos formados sejam preservados no registro geológico como paleossolos.

Figura 2 – Ilustração mostrando a subdivisão dos primeiros metros abaixo da superfície: primeiro, uma zona onde os poros do solo podem estar saturados por ar e água, seguida por uma zona vadosa e, logo após, freática. As duas primeiras constituem a Zona Pedogênica (Modif. de Carlisle, 1983).

Figura 3 – Alguns exemplos de padrões de ramificações de raízes (Modif. de Retallack, 1988).

Figura 4 – Diagrama mostrando a variedade de paleossolos formados em uma sucessão vertical: (A) seqüência espessa de paleossolos fortemente alterados, formados em uma superfície discordante, devido ao grande período de estabilidade do terreno e exposição subaérea; (B) seqüência espessa de paleossolos múltiplos, pouco desenvolvidos, formados nos depósitos de planície de inundação, devido a erosão insignificante e sedimentação constante; (C) uma pausa moderadamente longa produz paleossolos bem desenvolvidos, mais que os paleossolos em B, mas menos que os paleossolos em A. Esses paleossolos são recobertos por seqüências de paleossolos múltiplos (Modif. de Kraus, 1999).

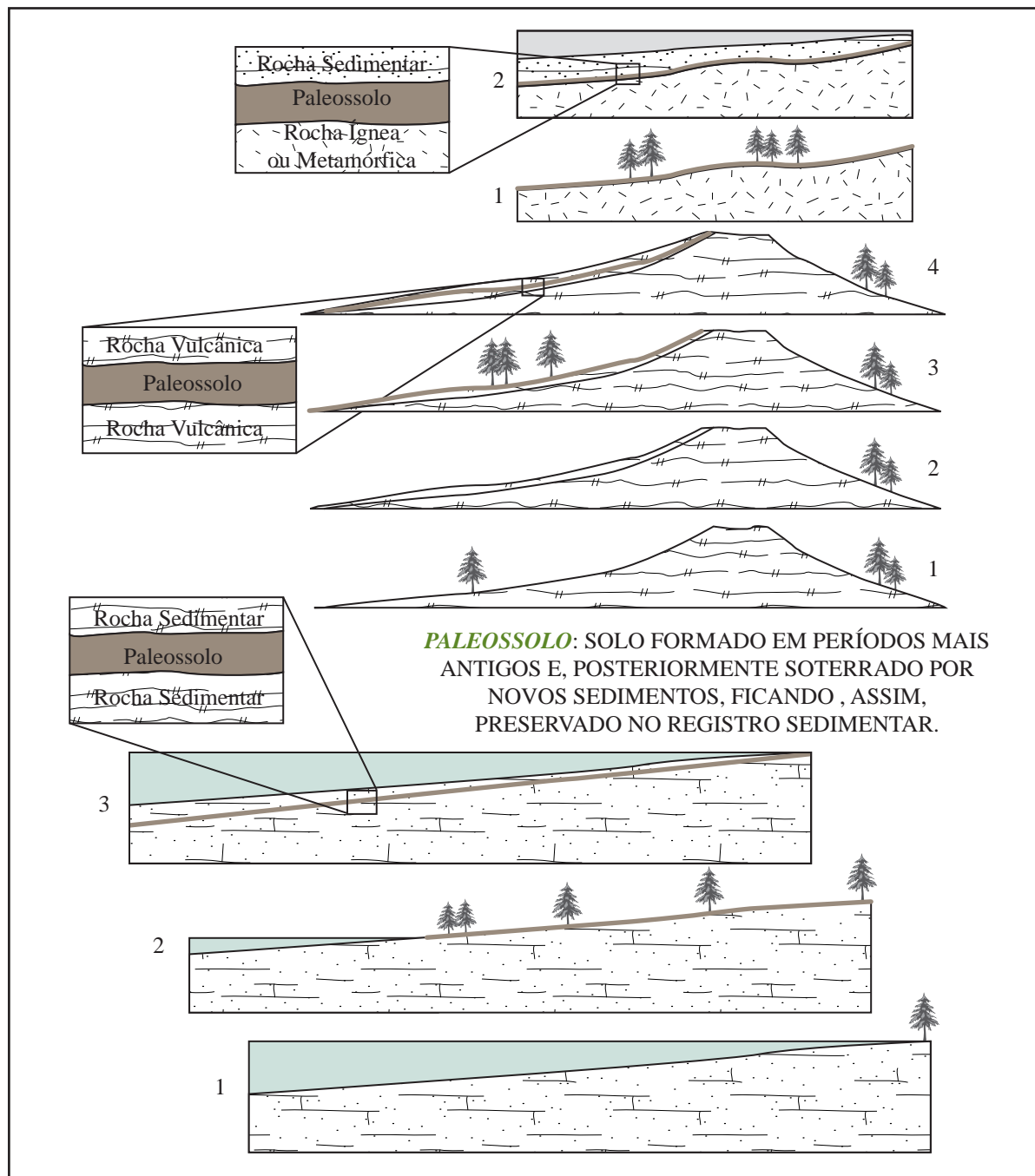
Figura 5 – Diagrama mostrando as variações laterais de “pedofácies”. Paleossolos compostos geralmente são formados próximos ao canal fluvial devido à sedimentação rápida e episódica. Paleossolos cumulativos formam-se mais afastados dos depósitos de canal, devido a uma sedimentação lenta e contínua. A = horizonte A; Ag = horizonte A com feições de hidromorfismo; Bw = horizonte B mostrando desenvolvimento de coloração ou de estruturas, mas com pouco acúmulo de argilas por iluviação; Bg = horizonte B com feições de hidromorfismo; Btj = horizonte B com acúmulo incipiente de argila; C = horizonte C; Cg = horizonte C com feições de hidromorfismo (Modif. de Bown & Kraus, 1987).

Figura 6 – Gráfico com os valores de δD versus $\delta^{18}O$ (VSMOW, ‰) das frações < 2 - (círculos) e $< 0,2$ - μm (quadrados) (Modif. de Vitali *et al.*, 2002).

INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO

Pierini, C. & Mizusaki, A. M. P. (inédito)

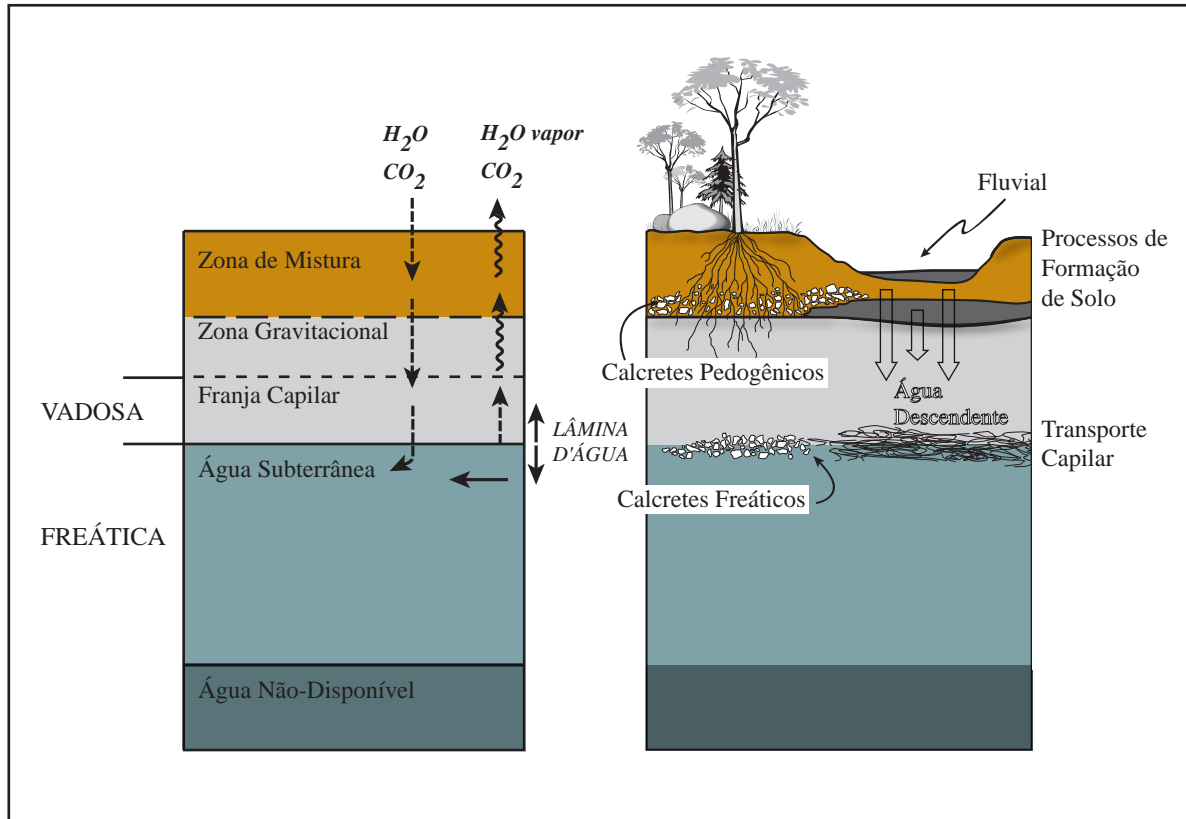
Figura 1



INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO

Pierini, C. & Mizusaki, A. M. P. (inédito)

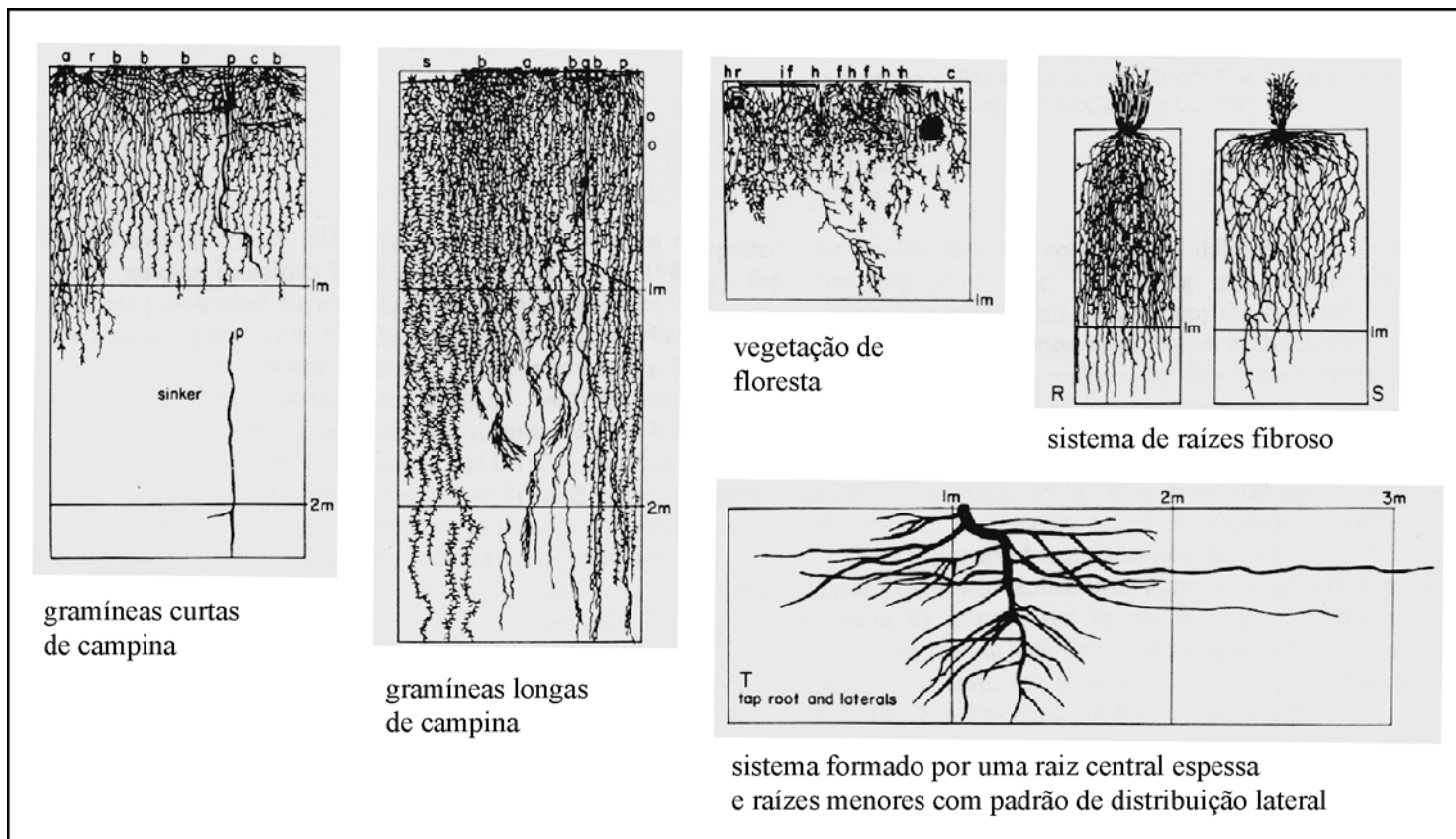
Figura 2



INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO

Pierini, C. & Mizusaki, A. M. P. (inédito)

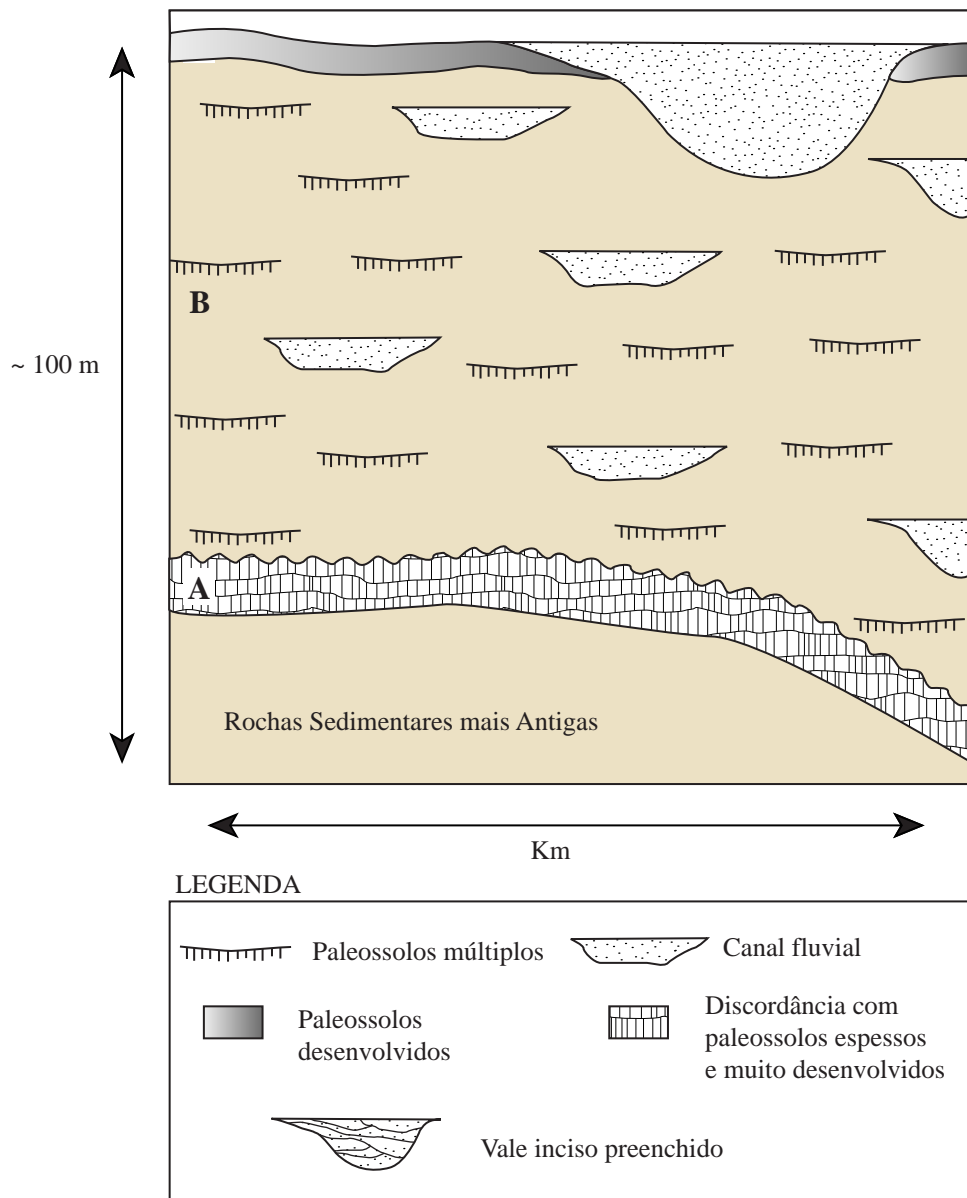
Figura 3



INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO

Pierini, C. & Mizusaki, A. M. P. (inédito)

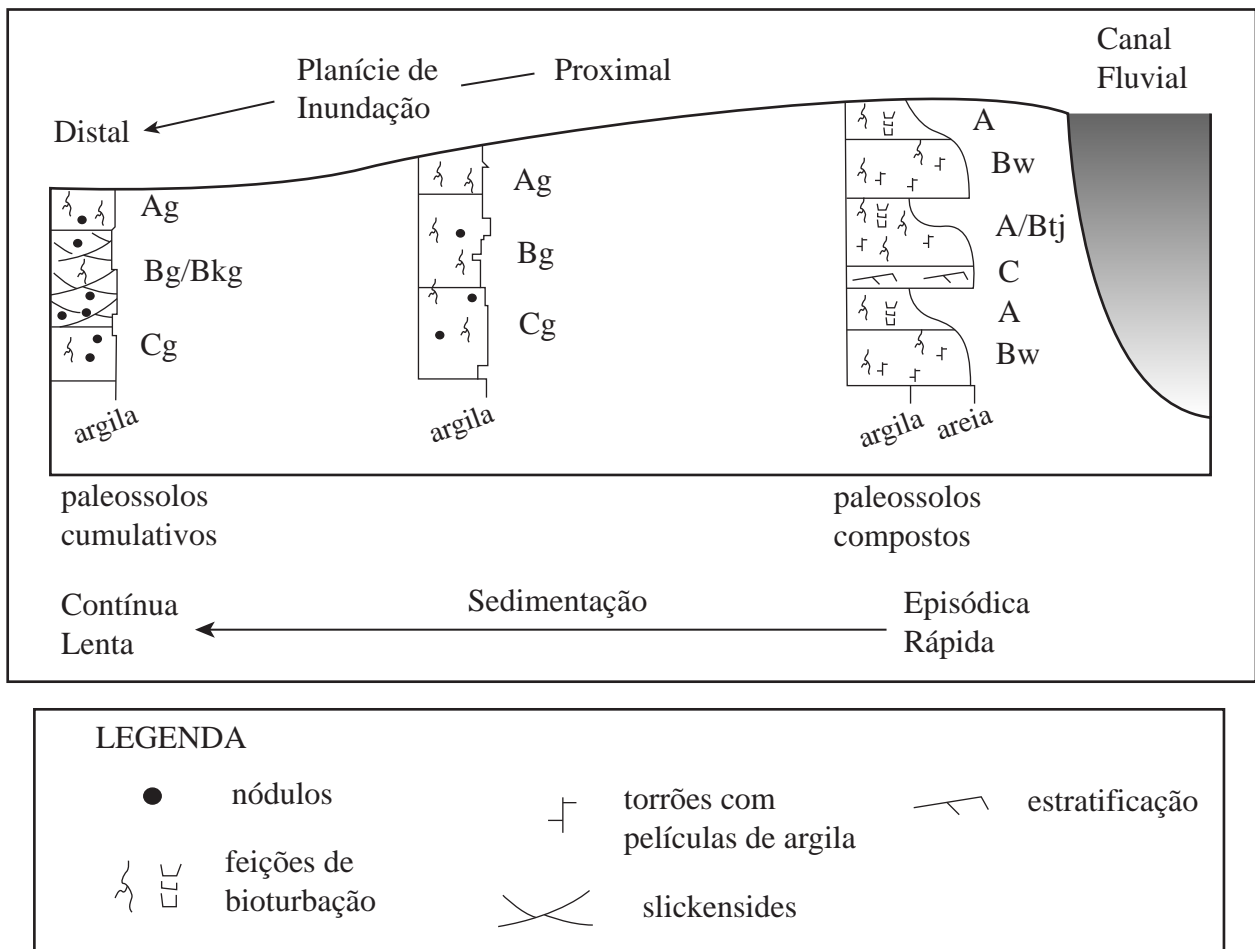
Figura 4



INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO

Pierini, C. & Mizusaki, A. M. P. (inédito)

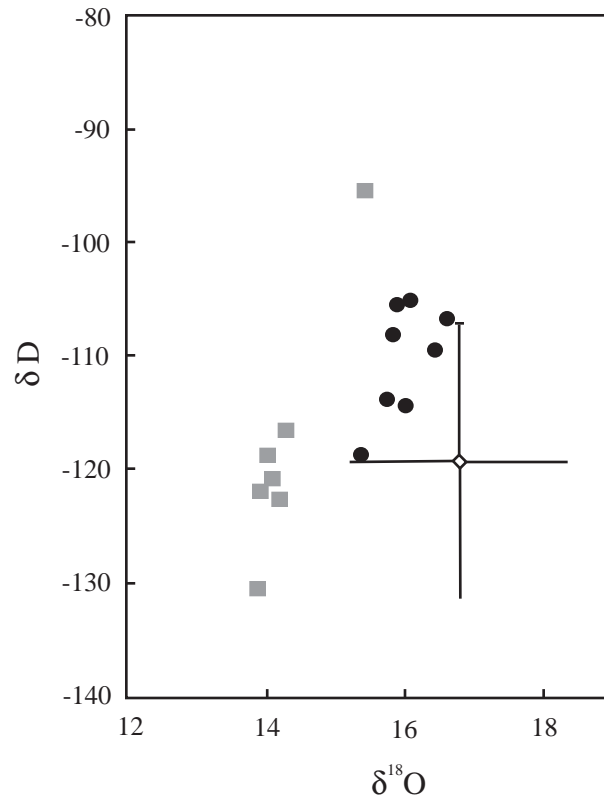
Figura 5



INTERPRETAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DO ESTUDO DE PALEOSSOLOS EM ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS: UMA REVISÃO

Pierini, C. & Mizusaki, A. M. P. (inédito)

Figura 6



**The Lower Triassic Paleosols from the Talampaya/Tarjados Formations,
Ischigualasto-Villa Unión Basin (Northwestern Argentina): paleoclimate and
stratigraphic implications**

**Cristina Pierini^{1,2*}, Eduardo Guadagnin^{1,2}, Ana Maria P. Mizusaki¹, Farid Chemale
Jr.¹**

¹ *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 91501-
970 Porto Alegre, RS, Brasil*

² *ANP Scholarship*

*Corresponding author. E-mail address: crpierin@yahoo.com.br and
cristina.pierini@ufrgs.br

Abstract

The Talampaya and the Tarjados Formations (early Triassic) in northwestern Argentina have a gradational contact, and many differences between their lower and upper parts. The lower portion is composed of alluvial-floodplain deposits with occasional occurrences of crevasse splay deposits. The upper section comprises sediments typical of fluvial systems with amalgamated channels and poor developed floodplain deposits. This vertical variation is also observed on the basin scale, in between the study areas. The proximal coarse-grained alluvial facies are more abundant in areas adjacent to the source area (Quebrada del León), displaying relatively poorly developed paleosols. In contrast, the distal, fine-grained floodplain deposits lie further from the source area (Cerro La Torre) exhibiting relatively well developed paleosols.

Paleosols occur in floodplain and crevasse splay facies associations with fining upward grading. Red overbank silty mudstones and crevasse splay/levee siltstones are commonly overprinted by paleosols that display root traces, vertic features, slickensides, calcic nodules and tubules. Pedogenic features within these horizons preserved important information about the paleoclimate and paleoenvironment where the soils were formed. According to the study, the floodplain paleosols were classified as vertisols (argilli- and calcic-vertisols).

The combination of macro- and micromorphological data provided information on the existence of a semi-arid to sub-humid paleoclimate with seasonal precipitation during the early Triassic in the Ischigualasto-Villa Unión Basin. This climate setting was favorable for vertic soil formation with the eventual reworking of floodplain deposits.

Resumen

Las Formaciones Talampaya y Tarjados (Triásico Inferior) aflorantes en los sectores noroeste y este de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, Argentina, poseen contacto gradacional y diferencias en la parte inferior y superior de sus perfiles estratigráficos. La parte inferior constituye una típica sucesión de depósitos de planicie de inundación con eventuales ocurrencias de paquetes arenosos de desbordes tipo *crevasse splay*. El sector superior es formado por una asociación típica de un sistema fluvial con canales amalgamados y algunos depósitos finos de planicie de inundación. Esta variación vertical se observa en toda la cuenca. Las facies aluviales proximales son abundantes cercas de las áreas de aporte de los sedimentos (Quebrada del León). En éstas, se encuentran paleosuelos poco desarrollados, mientras que en los depósitos de planicie de inundación distal, presentan paleosuelos relativamente bien desarrollados.

Los paleosuelos están asociados a los depósitos de la planicie de inundación y a los depósitos de *crevasse splay* en sucesiones granodecrecientes. Las pelitas rojas de las planicies y las areniscas de los *crevasse splay* están modificadas por el hallazgo de raíces, fallas verticales, *slickensides*, nódulos y túbulos carbonáticos. La pedogénesis en estos horizontes preserva importantes informaciones respecto al paleoclima y paleoambiente en que estos suelos fueron formados. Los paleosuelos estudiados fueron clasificados como argílicos y cálcicos.

Con la combinación de los estudios micro y macromorfológicos fue posible obtener informaciones acerca de la existencia de un paleoclima semi-árido a sub-húmedo con precipitaciones estacionales, ocurrido durante el Triásico Temprano en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, lo que permitió el desarrollo de los paleosuelos verticales y eventual retrabajamiento de los depósitos de planicie de inundación.

Resumo

As Formações Talampaya e Tarjados (Triássico Inferior) localizadas no setor noroeste da Argentina, apresentam um contato gradacional e diferenças em relação às porções inferiores e superiores de seus perfis. A porção basal é composta, principalmente, por depósitos de planície de inundação e ocorrências menos frequentes de depósitos de *crevasse splay*. A porção superior do perfil estratigráfico é formada por sedimentos de sistemas fluviais com canais amalgamados e planícies de inundação pouco desenvolvidas. Essa variação vertical também é observada em escala de bacia. Os depósitos grossos de fácies aluviais são mais abundantes em setores próximos à área fonte dos sedimentos (Quebrada del León) e mostram a existência de paleossolos pouco desenvolvidos. Por outro lado, os depósitos finos de planície de inundação depositam-se em setores distais em relação à área fonte (Cerro La Torre) e formam perfis de paleossolos espessos e desenvolvidos.

Os perfis de paleossolos desenvolvem-se tanto nos sedimentos de planície de inundação quanto nos depósitos de *crevasse splay*, em sucessões granodecrescentes. Desta forma, os argilitos e siltitos avermelhados das planícies de inundação e os arenitos de *crevasse splay* sofrem processos de pedogênese e apresentam traços de raízes, feições de solos vérticos, *slickensides*, túbulos e nódulos carbonáticos. As feições pedogênicas impressas nesses horizontes preservam informações importantes sobre o paleoclima e o paleoambiente existentes quando da formação desses solos. De acordo com as feições descritas nesse estudo, os paleossolos foram classificados como paleossolos vérticos (argilosos e carbonáticos).

A combinação dos dados micro e macroscópicos são condizentes com a existência de um paleoclima semi-árido a subúmido, com ocorrência de precipitações sazonais durante o Triássico Inferior na Bacia de Ischigualasto-Villa Unión. Esse tipo de clima foi favorável para a formação de solos com características vérticas e para o retrabalhamento dos depósitos de planície de inundação.

Keywords: Paleosols, Alluvial, Overbank, Paleoclimate, Paleoenvironment

Palabras claves: Paleosuelos, Aluvial, *Overbank*, Paleoclima, Paleoambiente

Palabras-chave: Paleossolos, Aluvial, *Overbank*, Paleoclima, Paleoambiente

INTRODUCTION

In western Gondwana, an intense extensional process with fault reactivation started after the compressional regime in the late Paleozoic. This process marked the beginning of the Gondwanic Cycle at the Permo-Triassic boundary, contemporaneous with the generation of Argentina's Triassic basins. In this tectonic context, the Ischigualasto-Villa Unión Basin, northwestern Argentina, consists of a NW-SE elongated basin filled with Triassic sedimentary rocks that lay unconformably on the Paleozoic and Permo-Carboniferous basement. The west limit of this basin is controlled by a physical discontinuity plane with a NW-SE direction (Valle Fértil Suture), interpreted as an active sedimentation basin margin (Ramos, 1999).

The paleoclimatic conditions that dominated in distinctive stages of the Triassic in Argentina were inferred initially through its taoflora and vertebrate fauna characteristics. Severe Triassic lithologies provide data about local or regional aridity, temperature decrease, and so forth (Stipanovic, 2002).

In medium and upper Triassic sediments, fossil megaflora is abundant in the Argentinean basins. They represent the *Dicroidium Flora*, in which more than 300 taxa are recognized (e.g. Spalletti *et al.*, 1999). In pre-*Dicroidium* Argentinean Triassic deposits, leaf impressions are not always present, like in the Talampaya and the Tarjados Formations. The paleontological records from the Ischigualasto-Villa Unión Basin are very important, principally in the medium and superior portions (medium and upper Triassic). In the Talampaya Formation, only tetrapod footprints (*Chirotherium*) occur. In the Tarjados Formation, freshwater bivalves and the remains of a dicynodont are reported (Stipanovic, 2002). However, the sparse fossiliferous information is insufficient for appropriate climatic condition interpretation, which prevailed during the deposition of these formations.

Besides the paleontological characteristics, the complete paleoclimatic information from the lower Triassic Argentine basins were obtained through textural and chemical data from the sediments deposited at this time.

The Talampaya/Tarjados Formations of the Ischigualasto Basin were deposited in a completely continental environmental setting. Paleosols are a common feature in most Talampaya/Tarjados outcrops, giving a distinct color pattern in the floodplain deposits. Paleosols, like modern soils, were formed during times of relatively slow or no sediment accumulation. During these times, the land surface and near-subsurface was exposed to chemical and physical weathering processes (dissolution, precipitation, swelling, cracking, particle illuviation, etc.) and biological activity (rooting, burrowing, trampling, etc.). These processes were mediated and modulated by the local and regional paleoclimatic, tectonic, and paleohydrologic conditions. Features within ancient soils, which have been created by these physical, chemical, and biological soil-forming processes, can give important clues on how the climate and other environmental conditions were during their formation (Mack and James, 1993). Since soils register average conditions over a relatively long time period, environmental interpretations from paleosols complement those made from actively deposited sediment successions (streams, channels, lakes, etc.) that record conditions over very short (even instantaneous) periods (Demko *et al.*, 2004).

During the past decade, paleosols including pre-Quaternary, have been increasingly studied because they became an important source of information in solving several kinds of geological problems. Paleosol-landscape analyses can be an important tool to produce a more complete idea of the environmental conditions operating within ancient continental basins, and determining the relative importance of autogenic and allogenic processes which control the continental sedimentation.

The goals of this study are: (1) to describe the pedogenic features present in the Talampaya/Tarjados Formations, (2) to show, in general, their vertical and lateral distribution, and (3) to interpret the depositional architecture and paleoclimatic conditions.

GEOLOGICAL SETTING

The Triassic sedimentary record of the South American Platform is associated with rift basin developments along its western margin, as a result of the Pangea supercontinent breakup (Uliana *et al.*, 1989). Formed within this context, the Ischigualasto-Villa Unión Basin has a NW-SE trend and is located in a topographic depression limited by the Villa Unión, Famatina, Sañogasta, Vilgo, and Valle Fértil Ranges (Fig. 1). Its sedimentary fill is represented by Triassic alluvial, fluvial, deltaic, and lacustrine deposits related to syn-rift and post-rift phases (Milana and Alcober, 1995; Guadagnin, 2004). The Talampaya and

Tarjados Formations are composed almost exclusively of red, coarse-to-medium grained sandstones, ascribed to ephemeral braided deposits related to the first syn-rift phase (Caselli *et al.*, 2004).

The syn-rift stage is characterized by tectonic subsidence, caused by extensional fault edge movement (Valle Fértil Suture), resulted from transtative movements (Guadagnin, 2004). These movements suddenly lower the basement equilibrium profile, generating large accommodation space, fast erosion of the source areas, and the alluvial fan sedimentation.

The Talampaya and Tarjados red bed deposits are disposed in erosive unconformity above the Perm-Carboniferous deposits from the Guadacol Formation of Paganzo Basin.

INSERT THE FIGURE 1

SAMPLING AND ANALYTICAL TECHNIQUES

Talampaya/Tarjados Formation outcrops were examined in the Quebrada del León and La Torre regions (Fig. 2). The sedimentological information was obtained with the data compiling, described and collected in fieldwork, and with data lifted from the manuscript by Guadagnin (2004). Paleosols were characterized on the basis of: (1) grain size, (2) dry fresh colors (mottles and matrix from Munsell Color Chart, 1975), (3) preserved ped structure aspects; (4) presence and geometry of slickensides and other fractures, and (5) presence and intensity of rooting or drab-haloed root traces. Thin sections were prepared, by dry cutting and polishing, to avoid expansion of smectite, if present, and also for examination of microfeatures. Some clay-rich samples were analysed by X-ray diffraction analysis (XRD) using a Siemens D5000 X-ray Diffraktometer employing $K\alpha$ Cu radiations. Prior to XRD analyses, clay fractions were extracted from the selected samples, where 50 g of crushed samples were separated by centrifuge: the silt (2-20 μ m particle size), clay (< 2 μ m particle size), and three-oriented clay aggregates (air-dried, glycolated and heated to 550° C) were examined for each selected sample.

INSERT THE FIGURE 2

LITHOSTRATIGRAPHY

The Talampaya and Tarjados formations, named by Romer (1966) occur overlying the Perm-Carboniferous as the syn-rift deposits of the Triassic Ischigualasto-Villa Unión Basin. These formations underlie the fine lacustrine-deltaic system deposits (Ischichuca

Formation), which were established when a tectonic subsidence became a thermal subsidence, characterizing the basin's pos-rift stage (Caselli, 1998).

In the Cerro La Torre region (La Torre-El Chiflón Provincial Park), the Talampaya Formation consists of thin packages of red fine to medium-grained sandstones that are intercalated with brown-red siltstone and mudstone beds with up to 1 m average thickness. The transition to Tarjados Formation is gradual, marked by the major occurrence of red, coarse-to-medium grained sandstones and the simultaneous decrease of the fine sediments across the top of the section. The siltstones and mudstones show different features like drab-haloed root traces, peds, slickensides, and mottles.

In the Quebrada del León region (Ischigualasto-Valle de La Luna Provincial Park), both Talampaya and Tarjados Formations comprise thicker packages of red fine-coarse grained sandstones. The sandstones exhibit granules and pebbles which are mainly calcareous in composition, and occasionally ferruginous. The pebbles and gravels eventually form lens-shaped conglomeratic bands. Isolated gravels can be associated with the base of fluvial channels.

DEPOSITIONAL CHARACTERISTICS

Sedimentological data indicate the existence of features common to alluvial floodplain-dominated deposits with occasional occurrence of crevasse splay pebbly coarse-to-medium grained sandstones. In the Cerro La Torre Region it is possible to observe the predominance of floodplain deposits in the base of the stratigraphic section, whereas in the Quebrada del León Region there are thicker and amalgamated fluvial channel deposits.

Alluvial/fluvial deposit interpretation is based on the occurrence of facies succession that presents characteristic stratifications (Table 1). The intercalation of pebbly coarse-grained and sandy facies represents the *Alluvial Fan Facies Association*. The pebbly and sandy facies have metric thickness, with lenticular and sometimes tabular geometries. The quartz and feldspatic sandstones present horizontal stratification, and the pebbly coarse-grained deposits that are formed by clast support conglomerate rocks, have horizontal stratification and a tabular geometry. The clasts have an incipient imbrication, are rounded, vary between 3 and 20 cm diameter, and are granite and volcanic lithoclasts. The *Fluvial Channel Facies Association* comprise stratases with 5 to 25 cm thick formed by pebbly coarse-grained sandstones with clasts composed by milky quartz, syenogranites, and sedimentary rocks arising from basement (Paganzo Basin), containing cross-bed stratification. These deposits are followed by medium-grained sandstones with cross-bedding and horizontal stratifications at the top of the deposits. These sets form thickening-upward cycles and have lenticular geometry.

The *Crevasse-Splay Facies Association* comprises sharp-based, tabular stratasets, formed by fine-grained sandstones, 1-2 m thick, and is traceable for hundreds of meters in an outcrop. Internally, the fine-grained sandstones display planar lamination, ripple cross-lamination, and, rarely, small scale through cross-bedding. Planar lamination may pass upward into convex-up forms, remanescant of antidune foresets. The tabular sandstone may grade upward to paleosols. The various tabular sandstone strataset features are consistent with deposition as crevasse splay and/or levee deposits, which were quickly deposited and then exposed and submitted to plant growth (cf. Bridge, 1984; Clemente and Perez-Arlucea, 1993; Khan *et al.*, 1997; Zaleha, 1997). Most single beds and thin sandstone stratasets probably represent single crevasse splay events, whereas the thicker and upward-thickening stratasets, may represent prograding levee or crevasse splay wedges (Perez-Arlucea and Smith, 1999). The *Floodplain Facies Association* comprises silty mudstones without marine fossils, but with pedogenic features, such as peds, color mottling, drab-haloed root traces, and krotovinas, which is the most abundant floodplain lithofacies in the Talampaya Formation (Fig. 3a, Kraus and Gwinn, 1997). The mudstones are primarily red-colored, although there are intervals that are greenish gray or mottled red and greenish-gray.

The grain size of the studied sediments varies laterally in the two sampled areas: coarser grains dominate at Quebrada del León Region (Fig. 3b). These differences between grain sizes in both areas are thought to have been controlled by the proximity of the study area with Valle Fértil suture, which is the source area of the Ischigualasto Basin (Reading, 1981; Alonso Zarza *et al.*, 1992; Kraus and Gwinn, 1997). The Quebrada del León Region is closer to the source area than Cerro La Torre Region, where fine sediments prevail. In the former, the fluvial channels deposits are thicker and amalgamated, and the presence of floodplain deposits is rare or is found as clasts in the base of the fluvial channels. The abundance of crevasse splay deposits tends to increase from Cerro La Torre to Quebrada del León. The absence of fine-grained deposits *in situ*, found in the latter region, may be related to the proximity with the source area, high sedimentation rates, and with the proper depositional environment dynamics in this region that erode fine grained floodplain deposits, not permitting their complete preservation in the geological record.

INSERT TABLE 1

PALEOSOLS RECOGNITION

Although ancient soils may not be directly comparable to moderns ones, several authors have discussed the criteria for paleosol recognition in fluvial deposits during the

Lower Mesozoic (Demko *et al.*, 2004; Gómez-Gras and Alonso Zarza, 2003; Singer *et al.*, 1994; Martins and Pfefferkorn, 1988). Consequently, in the deposits studied in this work, paleosols were classified on the basis of their macroscopic and microscopic features.

INSERT FIGURE 3

Macroscopic Features

The red coloration and distinctive structure (massive and featureless in outcrop) in the lower part of Cerro La Torre profile (Talampaya Formation) yielded the first evidence for the probability of paleosol development (Krauss, 1997). Other paleosol development macroscopic characteristics in the studied floodplain deposits were also observed (e.g., drab-haloed root traces, peds, slickensides, and mottles). Such criteria are similar to those registered in many floodplain paleosols (Retallack, 1983; Bown and Kraus, 1987; Alonso Zarza *et al.*, 1992; Kraus, 1997; Kraus and Gwinn, 1997; McCarthy and Plint, 1999; Kraus, 2002; Atchley *et al.*, 2004; Wanas and Abu El-Hassan, 2006). In the present study, the paleosol features are clear and more developed in the fine grained deposits (floodplain deposits), whereas in the lithologically heterogeneous and coarse grained deposits (crevasse-splay deposits) they are not well developed, are more located, or are found as reworking deposits. These differences in paleosol development in the deposits from Talampaya and Tarjados Formations are related to the pluviosity and sediment accumulation rate. This is consistent with deposits discussed by Bown and Kraus (1987) and Kraus (2002), whom concluded that the high accumulation rate of the coarse grained sediment diminishes pedogenesis.

Peds are stable aggregates of soil material bound by both cutans and open spaces (voids) in the soil (Retallack, 1988). In the Cerro La Torre, the peds structure in the fine grained sediments from the floodplain deposits are enhanced by weathering (Fig. 3c). The Talampaya Formation has blocky and wedge-shaped peds. The blocky peds are 1-2 cm in diameter and, generally, separated by slickensides. A distinctive kind of blocky ped is formed in soils with highly smectitic clays, in which diagonal stresses are associated with clay swelling as it takes in moisture after each rain (Retallack, 2001). The structure produced by the peds is in sharp contrast to pedogenically unmodified mudstone, which displays a massive fabric.

Vertically aligned pipes, 10 cm long and 1 cm thick, are observed abundantly throughout the fine grained base sediments of the Talampaya Formation in the Cerro La Torre Region (Fig. 3d). These structures are filled with a finer material than that material of the matrix, and showed different color. The matrix material is formed by red siltstone,

and the filling material is formed by light gray mudstone. Usually, root traces left gray stains in the paleosol matrix. Their origin is from the rapid decay, and root and rhizosphere oxidation in exposed soil when material from a higher horizon is washed down into a lower horizon, infilling cavities left by fossil roots (Retallack, 1997; 2001). Also, it is possible to observe drab haloe root traces in transversal sections forming circular stains in the soil matrix, filled by grayish-green mud material with varied diameters and associated with the krotovinas (Fig. 3e). It is not readily apparent whether the vertical pipes represent roots or burrows; however, the presence of such vertical pipes filled with material, contrasting their immediate matrix and surrounded by drab-haloes, suggests that they resulted from roots (Retallack, 1983). The existence of rootlet traces supports the inference of pedogenic influences on the floodplain deposits (Lehman, 1989; Kraus and Gwinn, 1997).

Based on color mottles, the floodplain deposits in Cerro La Torre comprise two main units: purple and/or red unit and brown unit. The red unit has drab-haloes and grayish-green krotovinas, and is common in the lowermost part of the section. Toward the top of the section the floodplain deposits are scarce, possess red colors, and the mottles are often present with their grayish-green colors. The grayish-green mottles are circular 3 mm to 5 cm thick stains, that can be isolated or coalesced in continuous levels, reaching 5 cm thick (Fig. 3f). The lower mottles are associated with pedogenic features (drab haloes root traces); at the top, they are produced by freatic level oscillations. In the Quebrada del León, the fluvial and crevasse splay deposits have a red coloration and greenish-gray mottles. These mottles can be cylindrical or form tabular levels, and may cut or accompany the original stratification. The white mottles are generally associated with the occurrence of carbonates.

The carbonates found occurred as nodules (rare) and large columns. The nodules concentration features are discrete, having a regular, subrounded to well-rounded shape, and sharp to distinct boundaries adjacent to the groundmass. They can be scattered among the sediments or can form continuous levels, 2 mm to 1.5 cm thick (Fig. 4a), with sand borders and whitening centers (Fig. 4b). Across the top of Talampaya Formation, calcic tubules taper downward, suggesting a rhizolith origin, although they could have formed within desiccation cracks (Klappa, 1980). The tubules could assume vertical forms, cutting the original rock structures, as well as possessing horizontal forms accompanying the So (Fig. 4c and 4d). Toward the top of the sequence (Tarjados Formation), the fluvial channels became amalgamated, where calcic nodules and tubules were more continuous, having some calcrete clasts. Within channel deposits, the calcrete clasts overlie erosive surfaces and are seen in layers within cross-bedded sandstones (Fig. 4e). These deposits may be interpreted as reworked calcretes filling the base of fluvial channels on the top of erosive surfaces. Calcic deposits are restricted to Quebrada del León and are found in the few

floodplain siltstone and sandstone deposits, in the crevasse-splay and, principally, in the fluvial channel deposits. In general, when carbonate nodules occur with rhizoliths it indicates soil forming processes (Cohen, 1982).

INSERT THE FIGURE 4

Microscopic Features

Because of diagenesis problems (Retallack, 1991), paleosol identifications on the field are often not sufficient for process-based paleosol interpretations. However, the micromorphology study of sediment thin sections yields valuable information for recognizing paleosols (McCarthy *et al.*, 1998). The micromorphological paleosol features in the Cerro La Torre floodplain deposits include illuviated clays, rhizolith traces, and iron-rich coatings. Clay illuviation evidence (pedogenic clay translocations) was recognized by the higher concentration of well-oriented clays that filled irregular fractures within the matrix, and/or coated the detrital grains (Fig. 5a). The illuviated clays were smectitic and more abundant in fine-dominated floodplain deposits which have root traces and slickensides. Well-oriented clay coatings in soils are interpreted as evidence for illuvial translocation of clay from upper horizons into lower horizons. The compound nature of many of the coatings and infillings indicates that this process was active over multiple events (McCarthy *et al.*, 1998). Such occurrence indicates paleosol development, and represents microscopic expressions of slickensides and drab-haloes by the root traces (Retallack, 1983; Bown and Kraus, 1987; Lehman, 1989).

Ferruginous nodules (about 0.5 mm diameter) commonly occur within brown mudstones and red siltstones (Fig. 5b). They are unrelated to voids or structural aggregates, and have a regular, subrounded to well-rounded shape, and sharp to distinct boundaries adjacent to the groundmass. Usually they have small fractures filled with sparry calcite, but sometimes, oriented clay minerals can fill them. Others have a concentric structure with a hard core and a friable rim. Ferruginous nodules are interpreted to have formed by segregation of iron oxides due to wetting and drying over numerous redox cycles (Bouma *et al.*, 1990; McCarthy *et al.*, 1998). Their overall sharp boundaries suggest that they are not *in situ*, but rather they have been subjected to disruption and reworking by bioturbation and/or sediment transport. When nodules are rounded, they probably have been transported and then subjected to degradation, resulting in the diffusion of iron oxides from the nodule into the surrounding matrix (Tucker *et al.*, 1994). Compound nodules exhibit several types of different material related with different phases of development. Many of them have morphologies which suggest a polycyclic development. Concentric ring nodules and

multiple ring nodules appear similar to iron pipe stems which form in saturated soils around root traces. Multiple ring nodules may represent several traces of smaller roots preferentially occupying a previous root tubule (Fitzpatrick, 1993).

The tubules consist of microcrystalline calcite with floating silt grains or mud patches. Micrite brecciation is locally present and the breccia clasts are separated by coarse spar or an iron oxide or clay mineral matrix. The tubules, like the calcic nodules, are isolated and are associated with the Quebrada del León siltstones and sandstones. Microscopically, the tubules are very thin, with a spherulitic pattern, called clotted micrite (Fig. 5c). Clotted micrite consists of irregular shaped, rounded to angular, micrite peloids, separate by blocky calcite that can be observed in both surface crust and soil stones. It forms by a combination of micrite precipitation, shrinkage, and microfracturing, resulting in a total obliteration of original texture and fabric (Bain and Foos, 1993). The microfabrics in the calcic nodules are similar to beta fabrics, where some display root-induced brecciation (Fig. 5d) (Wright, 1990). Calcic nodules and tubules pedogenic origin is indicated by micrite presence, association with peds, and their lower horizon position in the paleosol profile (Mack *et al.*, 2000; 2003). In most of the sand-grain crevasse splay sediments it is possible to find coarse calcite filling the pores space of the rock (Fig. 5e). The coarse calcite is considered a late diagenetic feature because of: (1) all luminesce, (2) are commonly cross-juxtaposed with both mineral grains and matrix features, and (3) are clearly the last phase precipitated.

INSERT THE FIGURE 5

7. PALEOSOL CHARACTERISTICS

The soil forming processes are responsible for the remobilization and accumulation of some elements and minerals in the soil profile. The result of these activities is the horizon formation. To characterize a paleosol in a way that is amenable for interpretation, horizon thicknesses, grain size, color, acid reaction, and horizon boundary nature, must all be recorded in the field (Retallack, 2001). Because many successive paleosols can be recognized through the studied lithologies, they are characterized by the dominance of two horizons, purple or reddish-brown B horizon and brownish-yellow C horizon.

B Horizon

Reddish-brown (10 R 6/4), dark reddish-brown (7.5 R 3/2 to 3/3), and light purple (5 P 6/1) beds are described here as B horizon. Purple and reddish-brown beds contain

more smectite (>60%) than the brownish-yellow C horizon. Purple and/or red horizons have thicknesses ranging from 0.5 to 1.0 m, and are generally thicker than yellow C horizons. B horizon beds are mainly constituted by mudstones and siltstones from floodplain deposits, and siltstones and sandstones from the crevasse splay (Fig. 6a). Some B horizon beds have grayish white calcic nodules, rhizoliths, and, often, strong color mottling. This suggests that such color mottling is more likely to be a result of root mold and burrow filling. These beds can be recognized as Bk horizon, and often occur in the Quebrada del León crevasse splay deposits. Others B horizon beds are characterized by the presence of slickensides and well-defined peds. Microscopically, the beds of this horizon are characterized by features like illuviated clay minerals and micritic rhizoliths. The beds that present illuviated clays can be identified as Bt horizon, and are more associated with fine floodplain sediments from Cerro La Torre Region (Fig. 6b), where the pedogenic features are widely developed.

INSERT THE FIGURE 6

C Horizon

Brownish-yellow (10 RY 5/2) beds are described as C horizon. C horizon beds have more weathered material than the original rock, but their weathering degree is yet lower than the B horizon. This horizon consists mainly of siltstones and fine-grained sandstones from floodplain deposits or crevasse splay facies, and shows abrupt or gradual contacts with the B superior horizon. The C horizon beds can have small iron oxide nodules (up to 3 cm) and color mottling, but still preserve the original stratification and structures from the source rock. The C horizon is associated with the B horizon in both Quebrada del León and Cerro La Torre regions.

The majority of Talampaya/Tarjados paleosols have a bright red color (10 R 6/4; 10 R 3/4; 5 P 6/1), suggesting, most of the time, well-oxidized, well-drained conditions. In a few cases, paleosols are green (10 GY 6/1) or display red and green mottling, which probably developed under reducing or alternating oxidizing and reducing conditions (gley), respectively. The gley conditions may have resulted from a fluctuating or perched water table (Mack *et al.*, 2003).

Complicating factors in understanding paleosol development in Talampaya/Tarjados formations include erosion and soil welding. It is common in these paleosols to have abrupt, erosional upper contacts, with channel or crevasse splay/levee beds, which may explain why A horizon is rarely preserved. Some paleosols have multiple

erosive surfaces, indicating intermittent soil development, minor erosion, deposition, and continued soil development (cf. Marriott and Wright, 1993).

Paleosol Classification

According to the paleosol classification by Mack *et al.* (1993), the studied paleosols appear to be related to the soil order comprising the vertisols (argilli- and calcic-vertisols). The argilli-vertisols are clay-rich (smectitic) soils with a high shrink-swell and have pedogenic characteristics, including slickensides, desiccation cracks, mottling, root and burrow molds, and others (Mack *et al.*, 1993). The characteristic features of these vertisols are preserved well in the paleosols encountered in the lowermost part of the floodplain deposits (as described in Bt horizons), corresponding to Talampaya Formation in Cerro La Torre, where there is an upward increase in the smectitic clay-rich (30-70%) fraction, and presence of well-developed slickensides in carbonate-poor fraction (Fig. 6b). Calcic-vertisols are carbonate-rich vertisols, in which there are clay beds with carbonates in the form of micritic rhizoliths, nodules, and burrow-fill morphologies (Driese and Mora, 2002). The characteristic features of calcic-vertisols are recognized in the paleosols of the uppermost stratigraphic section (as described in Bk horizons), corresponding to Tarjados Formation in the Quebrada del León Region. Calcic-vertisols display pedogenic features such as vadose textures, brecciation, scattered nodules, pisoliths, poorly indurated massive carbonate beds, and others (Mack *et al.*, 1993).

According to the classification of Kraus and Aslan (1993) for floodplain paleosols, three paleosol types are recognized in the floodplain-dominated and crevasse splay deposits. Paleosol types 1 and 2 were registered in the floodplain-dominated deposits, whereas the paleosol type 3 was developed in the crevasse splay deposits. The paleosol types 1 and 3 are similar to simple paleosols, whereas the paleosol type 2 can be attributed to cumulative paleosols. They were recognized in the mud-dominated floodplain deposits at Cerro La Torre (Fig. 2), where great pedogenic development is noticed. These paleosols may be formed in response to slow sedimentation and long periods of pedogenic modification (Kraus and Aslan, 1993). The simple paleosols were recognized in the sandstone-dominated floodplain, and, mostly, in crevasse splay deposits at Quebrada del León Region (Fig. 2), where the poorly developed paleosols and unmodified beds were deposited (the latter, as described in C horizon). These paleosols may be a result of a rapid sedimentation and relatively short time for pedogenesis (Kraus and Aslan, 1993).

PALEOSOL SIGNIFICANCE

In order to understand the paleosol significance, it is necessary to evaluate the factors responsible for soil development (Mack, 1992). Differences between paleosols may be a result of topography, sediment texture, parent material, basin position relative to source area and climate, among others (Retallack, 2001).

Sedimentation and Basin Position

The initial stage of basin formation is related to great tectonic subsidence, produced by the fault border accommodation. In this way, too much accommodation space was generated and the basement equilibrium profile was suddenly lowered, causing rapid erosion from the basin's source areas and the characteristically alluvial-fluvial sedimentation from Talampaya and Tarjados Formations. The extensional tectonics result in depressed fault blocks, mainly in the proximity with the fault border, generating an asymmetrical geometry of half-graben (Fig. 7, Guadagnin *et al.*, in press).

The asymmetrical depression of the basin positioned the studied regions in distinct blocks, but with similar sedimentological characteristics. The font materials are similar in both the two study areas (represented by detrital mud, silt, and sand), except for clay-rich and carbonate-rich sediments in the floodplain deposits from Cerro La Torre and in the crevasse-splay deposits from Quebrada del León, respectively. Quebrada del León calcrete clasts and other extrabasinal siliciclastic grains occur in sandstone deposits. These sediments are interpreted as channel-floor lag deposits of major channels wandering over wide floodplain areas. The lateral migration of these channels or their avulsion are the main processes responsible for paleosol reworking and forming channel-fill successions that include both reworked calcretes and extrabasinal clasts. These channels have a high erosion capacity, and can erode mature calcretes if they are present in the floodplain. These deposits are similar to those described by Gómez-Gras and Alonso-Zarza (2003) in Minorca's Permian and Triassic periods formed by the erosion and deposition of major streams that drained the alluvial plain. This process may be responsible for the erosion and bad preservation of paleosols in Quebrada del León.

INSERT THE FIGURE 7

In the relationship between sediment texture and/or basin position, it is clear that there are various sets of paleosol development, with marked differences, between the two study areas, and also within the vertical sediment succession of each area. This is

particularly true when regarding to the rate of soil development. The proximal coarse-grained alluvial floodplain facies are more abundant in areas adjacent to a local source area (Quebrada del León) that produced relatively poor developed paleosols. On the other hand, the distal fine-grained floodplain deposits (Cerro La Torre) exhibit well-developed paleosols (Fig. 7). Furthermore, within the vertical succession, there is variation in the rate of soil development, in which the mud-dominated floodplain sediments exhibit well-developed paleosols whereas the crevasse splay sediments show poor developed paleosols.

The vertical paleosol variation is related to lateral changes in the degree of pedogenic development with increase distance from ancient channels (Bown and Kraus, 1987). The authors observed weakly developed paleosols on channel-marginal deposits and increasingly well developed paleosols away from the channel sandstone (Fig. 8). These changes were primarily attributed to sediment accumulation rates, which tend to decrease away from an active channel (e.g., Guccione, 1993). In this way, floodplain far from fluvial channels have low sediment accumulation rates, and there is more time for sub-aerial sediment exposure, which permits the evolution of pedogenesis and the formation of well-developed paleosol profiles.

At the sedimentary basin scale, paleosols in different locations differ because of basinal variations in topography, grain size, climate, and subsidence rate (Kraus, 1999). At a truly basinal scale, Alonso Zarza *et al.* (1992) described Miocene paleosols that developed in alluvial fans and river floodplain deposits in the Madrid Basin. Paleosols in both areas differ, and those differences were related to local climate and sediment accumulation rates. However, in north Spain, changes in paleosol types have been documented in the regional paleoslope direction (e.g. Atkinson, 1986). More mature and better-drained paleosols were found proximal to the source area, whereas down the paleoslope, less mature and more poorly drained paleosols occur. Atkinson attributed these changes to a decline in topography relief and increase accumulation rates away from the source. In the Ischigualasto Villa Unión Basin, the different paleosols are also controlled by local climatic variations, grain-size differences, and topography variations. The poor developed paleosols (Quebrada del León) were founded close to the source area because of the proper basin form (half-graben) conditioned the greatest slopes and, consequently, the greatest accumulation rates.

INSERT THE FIGURE 8

Paleosols and Paleoclimate

Paleosols have been used as a proxy for paleoenvironment, especially paleoclimate (Mack, 1992; Alonso Zarza *et al.*, 1992; Driese and Mora, 2002; Lee *et al.*, 2003; Demko *et al.*, 2004). In this study, throughout the floodplain succession there is an abundance of pedofeatures such as red coloration, carbonate nodules, rhizoconcretions, illuviation clays, and slickensides.

The latitudinal position of South American Gondwana was defined through a paleomagnetic study that determined this position, between 28°-30° S and 60° S, which proves a continental movement to the north direction (Vizán, 1998). During Triassic times monsoonal conditions predominated in Argentina, with hot and wet to temperate seasons alternating with more dry seasons (Stipanovic, 2002).

Clay illuviation requires water to percolate through the soil in order to translocate the clay. The soil must also have dried out periodically so that the translocated clay is retained. Although illuviated clay coatings have been documented from soils in both tropical and boreal climate zones, their development in these areas is commonly attributed to a former period of more temperate climate. The key factor is the presence of alternating wet and dry seasons (Fedoroff *et al.*, 1990). Illuviation clay at the base of the Talampaya Formation (vertisols) suggests a prevailing humid to semi-humid climate during paleosol development (Mack, 1992; Lee *et al.*, 2003; Demko *et al.*, 2004).

The presence of ferruginous nodules in red units indicates that these horizons were at least periodically saturated (Bouma *et al.*, 1990; Vepraskas *et al.*, 1994).

The occurrence of carbonate nodules and tubules in Quebrada del León can be cited as evidence of a semi-arid climate (Retallack, 1983; Gustavson, 1991; Mack, 1992; Lee *et al.*, 2003). However, there was also enough moisture, at least periodically, to support sparse vegetation. Widespread retention of carbonate and gypsum absence in Talampaya/Tarjados paleosols was also consistent with semi-arid to sub-humid conditions, because modern pedogenic gypsum only occurs in soils receiving less than 25 cm/year precipitation (Watson, 1992; Retallack, 1994; Royer, 1999). Strong seasonal precipitation was probably responsible for the abundance of vertic features in the Talampaya/Tarjados paleosols (cf. Ahmad, 1983).

The early Triassic climates were semi-arid with strong seasonality, in which sporadic and heavy rainfall events caused reworking of the floodplain sediments and soils. Calcretes formed in the longer drier periods and are too submitted of reworking in more humid periods.

CONCLUSIONS

Sedimentological data of the Talampaya/Tarjados Formations indicate its deposition in an alluvial floodplain. These formations preserve evidence of paleosol development. The features recognized include both macro- and micromorphological criteria. The macromorphological criteria are represented by color horizons, slickensides, carbonate nodules and tubules, color mottling, root traces, and peds. The micromorphological criteria include illuviated clays, micritic rhizoliths, and clotted-like microfabric of the carbonates.

Paleosols of the Talampaya/Tarjados formations display different pedogenic features which characterize two principal kinds of paleosols. Calcic-vertisols are more encountered in regions next to the source area, whereas argilli-vertisols are found in regions far away from the source area. These differences show local lateral depositional system variations, the paleosol position levels in relation to the source area at basin scale, differences of paleotopography, and differences in local paleoclimate conditions.

The different paleosol types in the Talampaya/Tarjados formations came about due to local geomorphic factors and progressive pedogenesis. The occurrence of well-drained and less, poorly drained pedofeatures, is thought to result from tectonically controlled changes in sediment supply and local changes in drainage conditions related to floodplain geomorphology (McCarthy *et al.*, 1997). The rivers and their floodplains were influenced by broadly asymmetrical subsidence of the Ischigualasto-Villa Unión Basin, and by a semi-arid to sub-humid paleoclimate with seasonal precipitation. The observed alternations from dry and wet are consistent with the paleogeomorphic development of an aggrading floodplain, and both sets of processes can occur under a warm temperate regional climate.

Acknowledgements

The authors acknowledge the National Petroleum Agency (ANP) by the first author Doctorate Scholarship and the Instituto de Geociências from the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

REFERENCES

- Ahmad, N., 1983. Vertisols. En Wilding, L. P., Smeck, N. E., Hall, G. F. (Eds.), *Pedogenesis and Soil Taxonomy: II The Soil Orders*. Developments in Soil Science. Elsevier, Amsterdam, 91-123.

- Alonso Zarza, A. M., Wright, V. P., Calvo, J. P., Garcia, del Cura M. A., 1992. Soil-landscape and climatic relationships in the middle Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentology* 39: 17-35.
- Atchley, S. C., Nordt, L. C., Dworkin, S. I., 2004. Eustatic control on alluvial sequence stratigraphy: a possible example from the Cretaceous-Tertiary transition of the Tornillo Basin, west Texas, USA. *Journal of Sedimentary Research* 74: 391-404.
- Atkinson, C. D., 1986. Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of northern Spain. En Wright, V. P. (Ed.), *Paleosols: Their Recognition and Interpretation*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 139-179.
- Bain, R. J., Foos, A. M., 1993. Carbonate microfabrics related to subaerial exposure and paleosol formation. En Rezak, R., Lavoie, D. L. (Eds.), *Frontiers in Sedimentary Geology: Carbonate Microfabrics*. Springer-Verlag, New York, 19-27.
- Bouma, J., Fox, C. A., Miedema, R., 1990. Micromorphology of hydromorphic soils: applications for soil genesis and land evaluation. En Douglas, L. A. (Ed.), *Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science*. Elsevier, Amsterdam, 257-278.
- Bown, T. M., Kraus, M. J., 1987. Integration of channel and floodplain suites: I. Development sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 587-601.
- Bridge, J. S., 1984. Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 583-588.
- Caselli, A. T., 1998. *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Patquía (Pérmico) y Talampaya (Triásico Inferior), en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera Central (Provincias de La Rioja y San Juan)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Exatas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Caselli, 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.
- Caselli, A. T., Genovesi, L., Mancino, C., 2004. Análisis paleoambiental y petrofacial de las formaciones Talampaya y Tarjados (Triásico Temprano) en el sector SO de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, Argentina. *X Reunión Argentina de Sedimentología. Simpósio Limite K-T de Argentina*. Acta de Resúmenes, Septiembre, San Luis, Argentina: 40-41.
- Clemente, P., Perez-Arlucea, M., 1993. Depositional architecture of the Cuerda Del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 437-452.

- Cohen, A. S., 1982. Paleoenvironments of root casts from the Koobi Fora Formation, Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 401-414.
- Demko, T. M., Currie, B. S., Nicoll, K. A., 2004. Regional paleoclimatic and stratigraphic implications of paleosols and fluvial/overbank architecture in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology* 167: 115-135.
- Driese, S. G., Mora, C. I., 2002. Paleopedology and stable-isotope geochemistry of the late Triassic paleosols, Durham sub-basin, North Carolina, U.S.A.: implications for paleoclimate and pleoatmospheric CO₂. *SEPM Spec. Publ.* 73: 207-218.
- Fedoroff, N., Courty, M. A., Thompson, M. L. 1990. Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Holocene paleosols. In: Douglas, L. A. (Ed.), *Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science*. Elsevier, Amsterdam, 653-666.
- Fitzpatrick, E. A., 1993. *Soil Microscopy and Micromorphology*. Wiley, New York.
- Gómez-Gras, D., Alonso Zarza, A. M., 2003. Reworked calcretes: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology* 158: 299-319.
- Guadagnin, E., 2004. *Evolução tectono-termal e estratigráfica da Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, noroeste argentino*. Monografia de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre. 166 pp.
- Guadagnin, E., Chemale Jr, F., Dussin, I. A., Schroeder, G. S., Born, C. C., Guadagnin, F., 2006. Comparação estratigráfica e isotópica (Sm-Nd) das regiões do Cerro Morado e La Torre, Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, NW argentino. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. (in press).
- Guccione, M. J., 1993. Grain-size distribution of overbank sediment and its use to locate channel positions. In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*. *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.* 17: 185-194.
- Gustavson, T. G., 1991. Buried vertisols in lacustrine facies of the Pliocene Fort Hancock Formation, Hueco Bolson, west Texas and Chihuahua, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103: 448-460.
- Khan, L. A., Bridge, J. S., Kappelman, J., Wilson, R., 1997. Evolution of Miocene fluvial environments, eastern Potwar plateau, northern Pakistan. *Sedimentology* 44: 221-251.
- Klappa, C. F., 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27: 613-629.
- Kraus, M. J., 1997. Lower Eocene alluvial paleosols: pedogenic development, stratigraphic relationships and paleosol/landscape associations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129: 387-406.

- Kraus, M. J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70.
- Kraus, M. J., 2002. Basin-scale changes in floodplain paleosols: implications for interpreting alluvial architecture. *Journal of Sedimentary Research* 72: 500-509.
- Kraus, M. J., Aslan, A., 1993. Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. *Journal of Sedimentary Research* 63: 453-463.
- Kraus, M. J., Gwinn, B., 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Sedimentary Geology* 114: 33-54.
- Lee, Y. W., Lee, Y. I., Hisada, K., 2003. Paleosols in the cretaceous Goshoura and Mifune groups, SW Japan and their paleoclimate implications. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.* 199: 265-282.
- Lehman, T. M., 1989. Upper Cretaceous (Maastrichtian) paleosols in Trans-Pecos Texas. *Geological Society of America Bulletin* 101: 188-203.
- Mack, G. H., 1992. Paleosols as an indicator of climatic changes at the early-late Cretaceous boundary, southwestern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 483-494.
- Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C., 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 105: 129-136.
- Mack, G. H., Cole, D. R., Trevino, L., 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Plio-Pleistocene Palomas basin, southern Rio Grande rift, USA. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112: 643-656.
- Mack, G. H., Leeder, M., Perez-Arlucea, M., Bailey, B. D. J., 2003. Early Permian silt-bed fluvial sedimentation in the Orogrande basin of the Ancestral Rocky Mountains, New Mexico, USA. *Sedimentary Geology* 160: 159-178.
- Marriott, S. B., Wright, V. P., 1993. Paleosols as indicator of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *J. Geol. Soc. Lond.* 150, 1109-1120.
- Martins, U. P., Pfefferkorn, H. W., 1988. Genetic interpretation of a Lower Triassic paleosol complex based on soil micromorphology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 64: 1-14.
- McCarthy, P. J., Plint, A. G., 1999. Floodplain paleosols of the Cenomanian Dunvegan Formation. Alberta and British Columbia, Canada: micromorphology, pedogenic processes and paleoenvironmental implication. En Marriott, S. B., Elexander, J. (Eds.), *Floodplain: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society of London Special Publications, 163: 289-310.

- McCarthy, P. J., Martini, I. P., Leckie, D. A., 1998. Use of micromorphology for interpretation of complex alluvial paleosols: examples from the Mill Creech Formation, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 143: 87-110.
- Miall, A. D., 1996. *Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag, New York, 582 pp.
- Milana, J. P., Alcober, O. A., 1995. Modelo tectosedimentario de la Cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan – Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires.
- Munsell Color Chart, 1975. *Munsell soil color charts*. Baltimore, Maryland, MacBeth Division of the Coltmore Corporation.
- Perez-Arllucea, M., Smith, N. D., 1999. Depositional patterns following the 1870s avulsion of the Saskatchewan River (Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada). *Journal of Sedimentary Research* 69: 62-73.
- Ramos, V. A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. In: *Rasgos Estructurales del Territorio Argentino*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anais 29, 24: 715-751.
- Reading, H. G., 1981. *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, New York, 569 pp.
- Retallack, G. J., 1983. A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. *Geological Society American Bulletin* 94: 823-840.
- Retallack, G. J., 1988. Field recognition of paleosols. En Reinhardt, J. and Sigleo, W.R. (Eds.), *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications*. Geological Society of America Special Paper, Geological Society of America, Denver, 216: 1–20.
- Retallack, G. J., 1991. Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. *Annu. Rev. Geological Earth Planet Science* 19: 183-206.
- Retallack, G. J., 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. *Soil Sci. Soc. Am., Spec. Publ.* 33: 31-64.
- Retallack, G. J., 1997. *A Colour Guide to Paleosols*. Wiley, Chichester.
- Retallack, G. J., 2001. *Soils of the Past. An Introduction to paleopedology*. Second Edition. Blackwell Science, 404 pp.
- Romer, A. S., 1966. *The Chañares (Argentina) Triassic reptiles fauna. I- Introduction*. Breviora, Cambridge, 247 pp.
- Royer, D. L., 1999. Depth to the pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator. *Geology* 27: 1123-1126.

- Singer, A., Wieder, M., Gvirtzman, G., 1994. Paleoclimate deduced from some Early Jurassic basalt-derived paleosols from northern Israel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 111: 73-82.
- Spalletti, L. A., Artabe, A. E., Morel, E. M., Brea, M., 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. *Ameghiniana* 36: 419-451.
- Stipanovic, P. N., 2002. El Triásico en la Argentina. In: Stipanovic, P. N. y Marsicano, C. A. (Eds.), *Léxico Estratigráfico de La Argentina*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Tucker, R. J., Drees, L. R., Wilding, L. P., 1994. Signposts old and new: active and inactive redoximorphic features; and seasonal wetness in two Alfisols of the gulf coast region of Texas, U.S.A. En Ringrose-Voase, A. J., Humphrey, G. S. (Eds.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. Elsevier, Amsterdam, 149-160.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T., Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard, A. J., Balkwill, H. R. (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 46: 599-613.
- Vepraskas, M. J., Wilding, L. P., Drees, L. R., 1994. Aquic conditions for soil taxonomy: concepts, soil morphology, and micromorphology. En Ringrose-Voase, A. J., Humphreys, G. S. (Eds.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. Elsevier, Amsterdam, 117-132.
- Vizán, H., 1998. Paleomagnetism of the Lower Jurassic Lepá and Osta Arena formations, Argentine Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 333-350.
- Wanas, H. A., Abu El-Hassan, M. M., 2006. Paleosols of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation in the northeastern portion of the Eastern Desert, Egypt: Their recognition and geological significance. *Sedimentary Geology* 183: 243-259.
- Watson, A., 1992. Desert soils. En Martini, I. P., Chesworth, W. (Eds.), *Weathering Soils and Paleosols. Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier, Amsterdam, 225-260.
- Wright, V. P., 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. En Douglas, L. A. (Ed.), *Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science*. Elsevier, Amsterdam, 401-408.
- Zaleha, M. J., 1997. Fluvial and lacustrine palaeoenvironments of the Miocene Siwalik Group, Kaur area, northern Pakistan. *Sedimentology* 44: 349-368.

Table 1

Facies Code	Facies	Description	Interpretation	Facies Association
(Gmg)	Matrix-Supported Gravel	The beds show grading of poorly sorted clasts. The imbrication is rarely, the tabular clasts assume approximate horizontal orientation	Pseudoplastic debris flows (low-strength, viscous)	Alluvial Fan Association
(Gmm)	Matrix-Supported Massive Gravel	Weak grading	Plastic debris flows (high-strength, viscous)	
(Gt)	Trough-Cross-Bedded Gravel	Trough cross-beds	Minor channel fills	Fluvial Channel Association
(Sp)	Planar-Cross-Bedded Sand	Grouped planar cross-beds	Transverse bedforms (2-D dunes)	
(St)	Trough-Cross-Bedded Sand	Pebbles are rare the cross-stratification consists of curved sets	Sinuuous-crested (3-D) dunes	Crevasse-Splay Association
(Sr)	Ripple Cross-Laminated Sand	Presence of a variety of asymmetric ripple types	Ripples (low flow regime)	
(Fl)	Laminated Silt	Interlamination of mud, silt and very fine-grained sand. Very small-scale ripples are present in the sand and the silt beds. Desiccation cracks are present	Deposition from suspension and from weak traction currents	
(Fm)	Massive Mud, Silt	Beds of massive silt with thickness of a few millimeters to a few centimeters. Common plant rootlets, slickensides and motled	Overbank or abandoned channels	Floodplain Association

LEGEND OF FIGURES AND TABLES

Table 1: Brief description and interpretation of facies and facies associations presents in the Talampaya and Tarjados formations. The facies code was based in the classification proposed by Miall (1996).

Tabla 1: Breve descripción e interpretación de facies y asociaciones de facies presentes en las Formaciones Talampaya y Tarjados. El código de facies está basado en la clasificación propuesta por Miall (1996).

Figure 1: Localization and geologic map from the Ischigualasto-Villa Unión Basin (modified from Caselli et al., 2001).

Figura 1: Mapa geológico y ubicación de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (modificado de Caselli et al., 2001).

Figure 2: Columnar sections of the Cerro La Torre and Quebrada del León regions whit the occurrence of the pedogenic features.

Figura 2: Perfil estratigráfico de las regiones de Cerro La Torre y Quebrada del León con sus ocurrencias pedogênicas.

Figure 3: General aspect of the pedogenic features in the Talampaya and Tarjados formations. (a) Floodplain deposits in the base of Cerro La Torre region, Talampaya Formation; (b) Fluvial channel deposits in the Quebrada del León region, Talampaya Formation; (c) Blocky and wedge-shape peds in the floodplain deposits; (d) Root traces forming krotovinas; (e) Circular drab haloes and (f) Levels of mottles in Tarjados Formation, top of Cerro La Torre region.

Figura 3: Aspecto general de las marcas pedogénicas en las Formaciones Talampaya y Tarjados. (a) Depósitos de planicie de inundación en la base del Cerro La Torre, Formación Talampaya; (b) Depósitos de canales fluviales en la Quebrada Del León, Formación Talampaya; (c) Pedes en bloque y poliédricos en los depósitos de planicie; (d) Hallazgo de

crotovinas; (e) raíces de pequeño porte identificadas por fenómenos de descoloración y (f) Niveles de descoloración en la Formación Tarjados, tope del perfil en Cerro La Torre.

Figure 4: (a) Carbonate nodules with a regular, subrounded to well-rounded shape; (b) Calcic tubules taper downward, suggesting an origin as rhizoliths; (c) Rhizoliths in a transversal view; (d) Nodules with sand borders and whitening nodules and (e) Clasts overlie erosive surfaces and within cross-bedded sandstones.

Figura 4: (a) Nódulos carbonáticos presentando formas regulares, redondeadas a sub-redondeadas; (b) túbulos cálcicos dispuestos perpendicularmente a la paleosuperficie, con profusión en profundidad, indicando su origen como rizococrecciones; (c) Rizoconcreción en corte transversal; (d) nódulos con bordes arenosos y centro blanquecino y (e) Clastos sobre una superficie erosiva y en areniscas con estructuras de entrecruzamiento de pequeño porte.

Figure 5: Photomicrograph under polarized light of (a) Clays filled irregular fractures within the matrix and coated the detrital grains; (b) Ferruginous nodules; (c) Tubules filled with clotted micrite; (d) Root-induced brecciation (arrow) and (e) Coarse calcite.

Figura 5: Microfotografía con luz polarizada de (a) Argilíceas relleno de fracturas irregulares en la matriz y revistiendo los granos detríticos; (b) Nódulos de hierro; (c) Túbulos rellenos por *clotted micrite*; (d) Hallazgo de raíces (flecha) y (e) Calcita gruesa.

Figure 6: The B horizon mainly constituted of mudstones and siltstones of the floodplain deposits and of siltstones and sandstones of the crevasse-splay (a). The Bt horizon presents illuviated clays and is more associated with fine floodplain sediments from Cerro La Torre region (b).

Figura 6: El horizonte B es constituido principalmente por arcillitas y limolitas de los depósitos de planicie de inundación y por limolitas y areniscas de *crevasse-splay* (a). El horizonte Bt presenta arcillas iluviales siendo común en los sedimentos de las planicies de inundación del Cerro La Torre (b).

Figura 7: Paleogeographical reconstruction showing a final stagy in the Ischigualasto-Villa Unión basin evolution. The asymmetrical depression of the basin positioned the study

regions in distinct blocks. The proximal coarse-grained alluvial floodplain facies are more abundant in areas adjacent to a local source area (Quebrada del León) produced relatively weakly developed paleosols. In contrast, the distal fine-grained floodplain deposits (Cerro La Torre) exhibit well-developed paleosols. The source area is located in the western direction and is represented by the areas uplifted by the thrust faults (modified from Guadagnin *et al.*, in press).

Figura 7: Reconstrucción paleogeográfica enseñando la evolución tectónica final de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. La depresión asimétrica de la cuenca posicionó las regiones de estudio en bloques distintos. Las facies aluviales gruesas son más abundantes en sitios próximos a la área fuente (Quebrada del León) y presentan paleosuelos relativamente poco desarrollados. Las facies distales de planicie de inundación presentan perfiles de paleosuelos bien desarrollados. La área de origen de los sedimentos está ubicada en la porción oeste de la cuenca y es representada por los sobreelevamientos producidos por la dinámica tectónica de los sistemas de cabalgamientos (modificado de Guadagnin *et al.*, inédito).

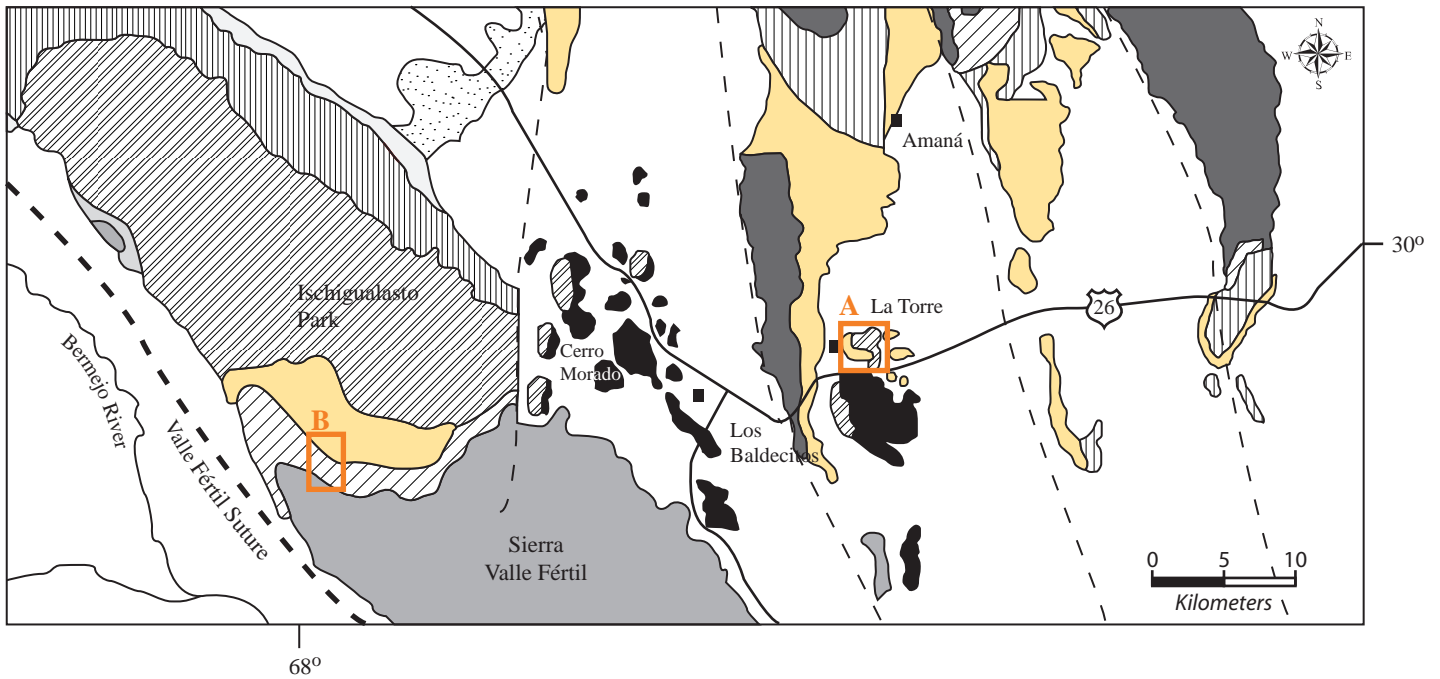
Figure 8: Schematic diagram showing pedofacies relationships. Compound paleosols tend to form adjacent the channel because sedimentation was rapid and episodic. Farther from the active channel, more strongly developed, cumulative paleosols formed because sedimentation was slow and steady (modified from Kraus, 1999).

Figura 8: Diagrama enseñando las relaciones de pedofacies. Los paleosuelos compuestos suelen formarse próximos al canal fluvial por la sedimentación rápida e interrumpida. Lejos del canal fluvial, paleosuelos cumulativos, bien desarrollados y espesos formánse por la sedimentación más lenta y continua (modificado de Kraus, 1999).

THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 1

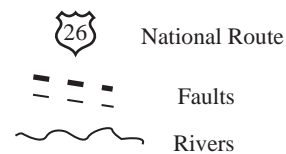
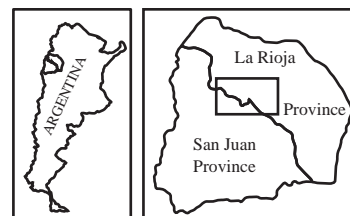


Legend	Lithostratigraphic Units	Age	
	Alluvial Cover	Quaternary	
	Undifferentiated Tertiary	Tertiary	
	Diabase Sill (undetermined age)		
	Cerro Rajado Fm.	Cretaceous	
	Los Colorados Fm.	Triassic	
	Los Rastros, Chañares and Ischigualasto Fms.		Upper
	Talampaya and Tarjados Fms.		Middle
	Patquia Fm.	Lower	
	Guandacol, Tupe and Lagares Fm.	Permian	
	Basement	Carboniferous	
	Basement (C. Valle Fértil)		
		Paleozoic	

A - Cerro La Torre Region

B - Quebrada del León Region

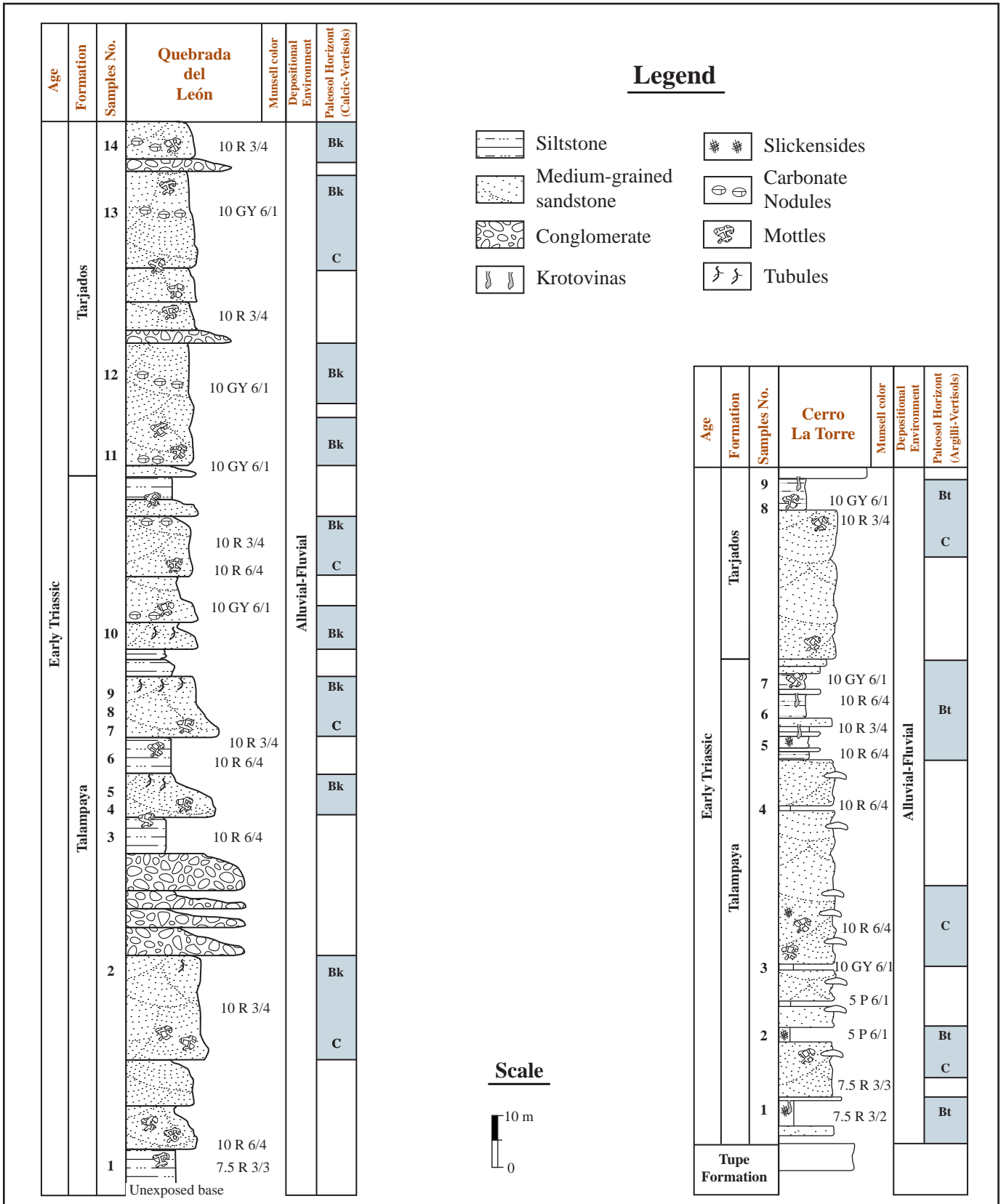
Localization Map



THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

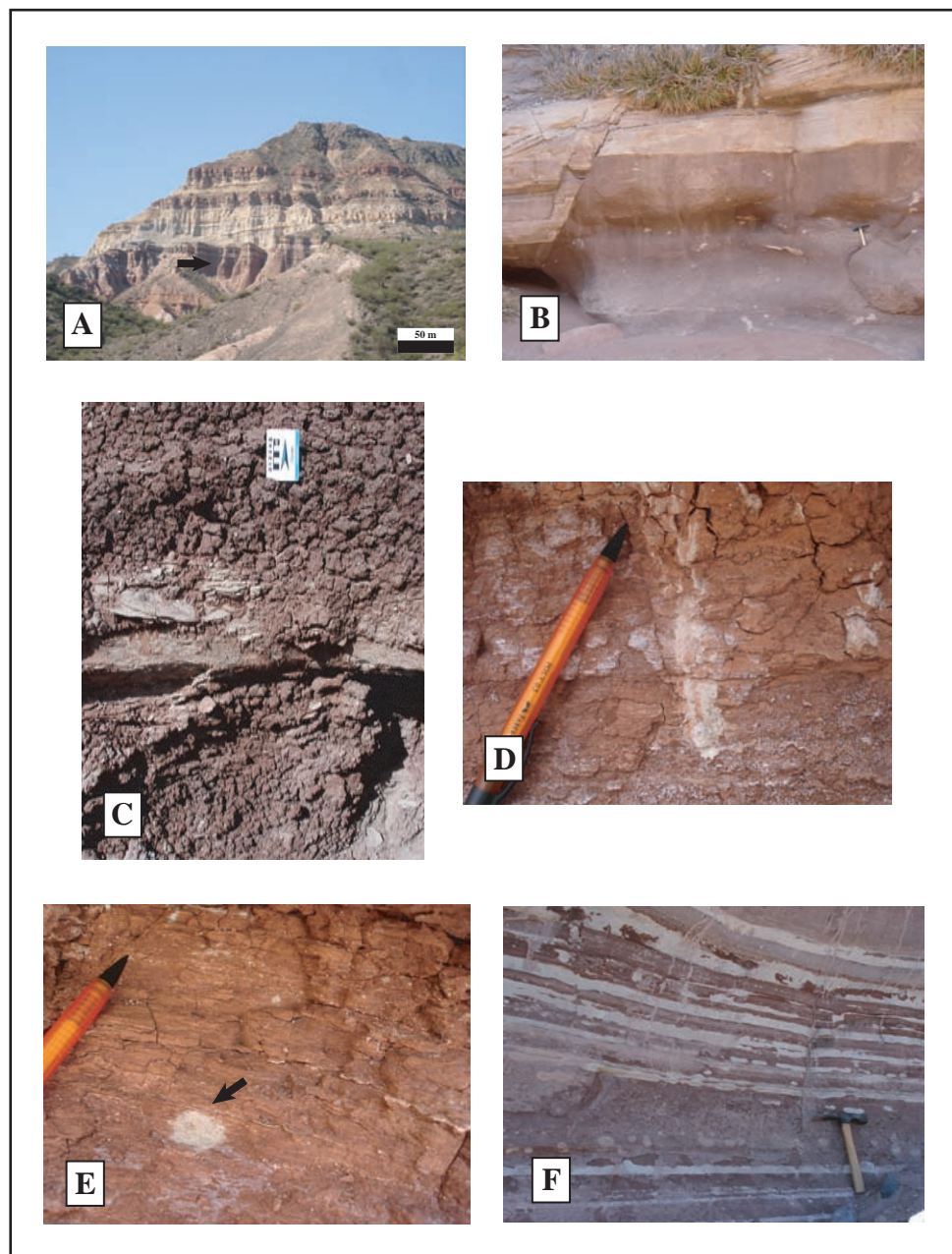
Figura 2



THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

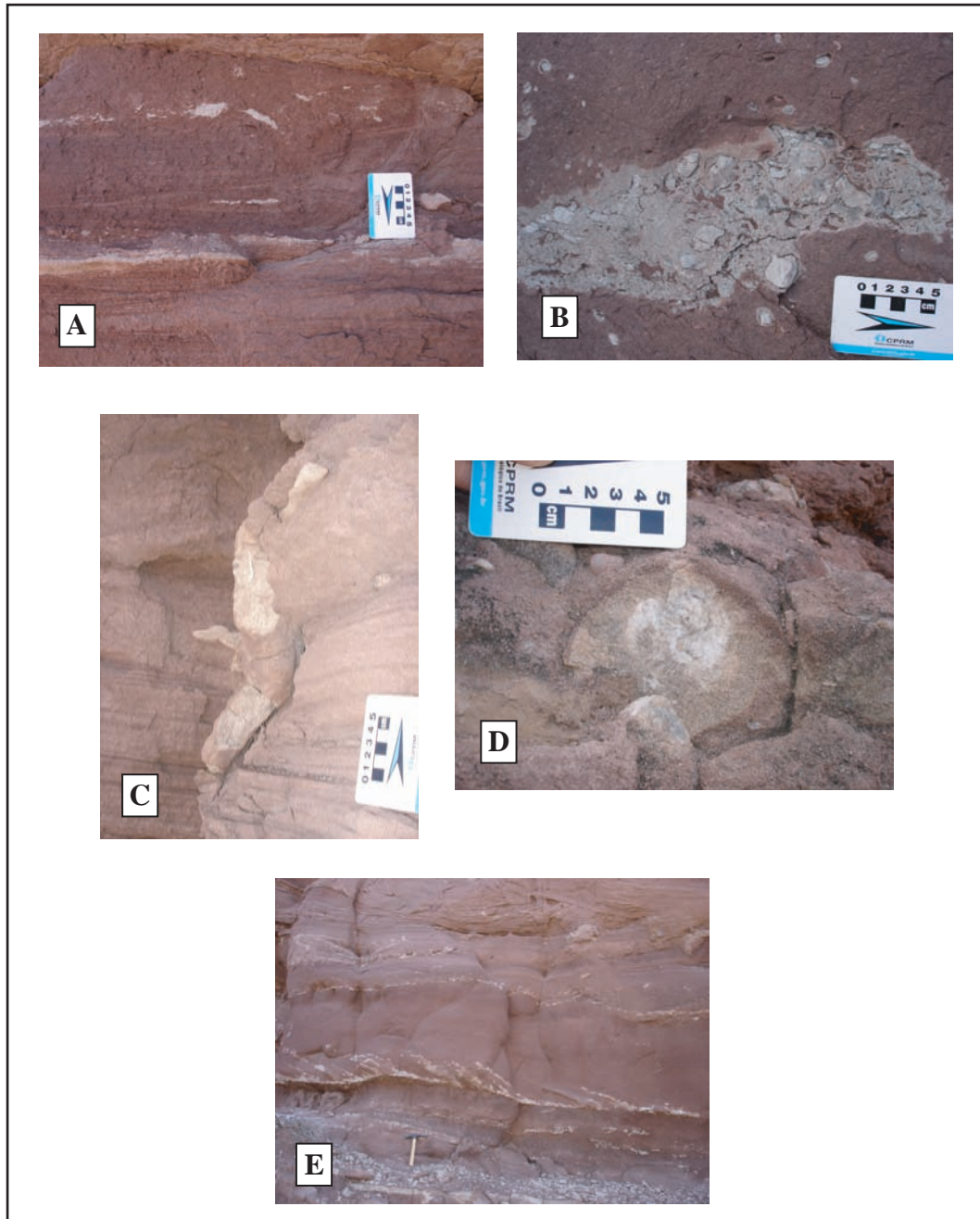
Figura 3



THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

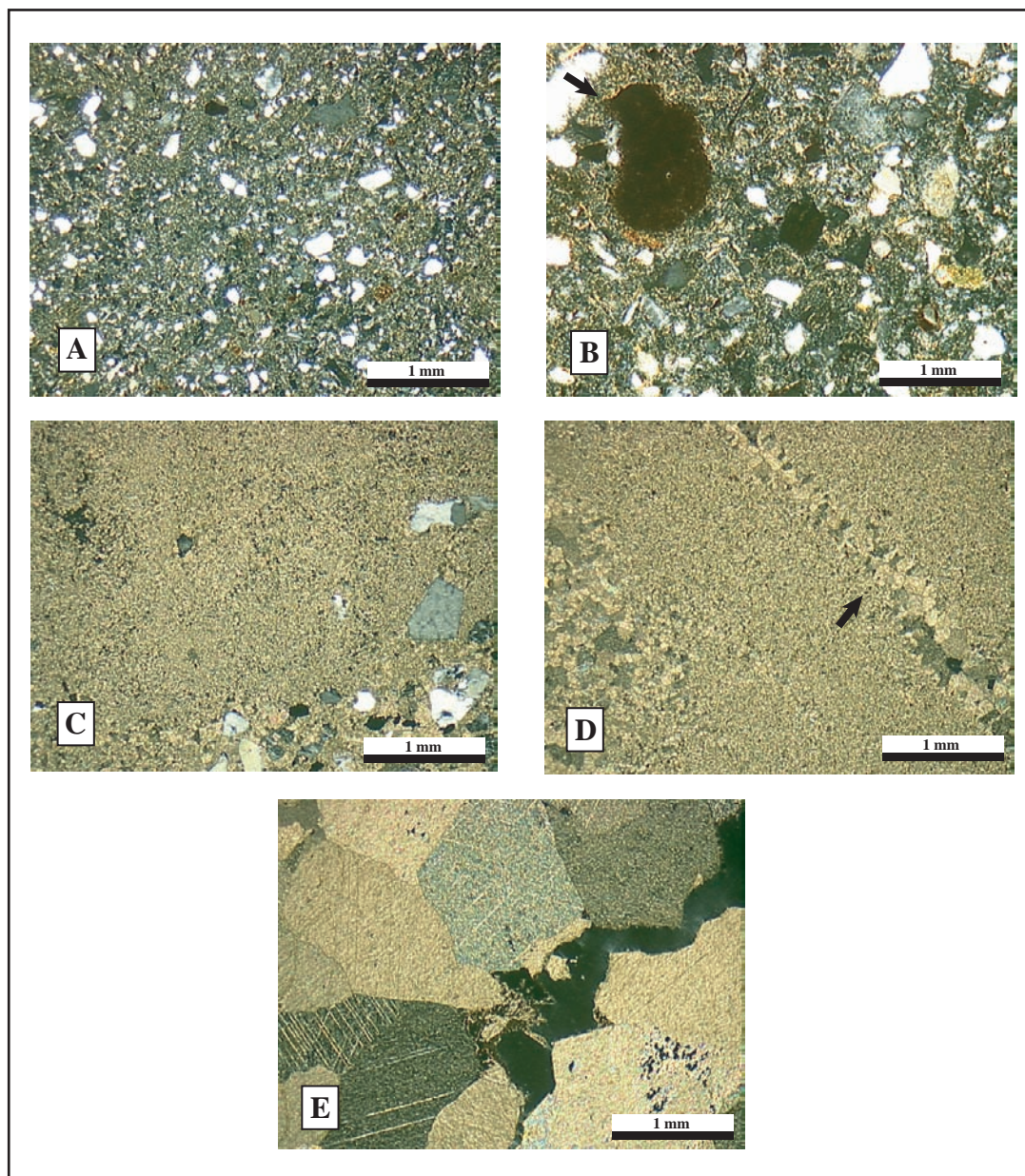
Figura 4



THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

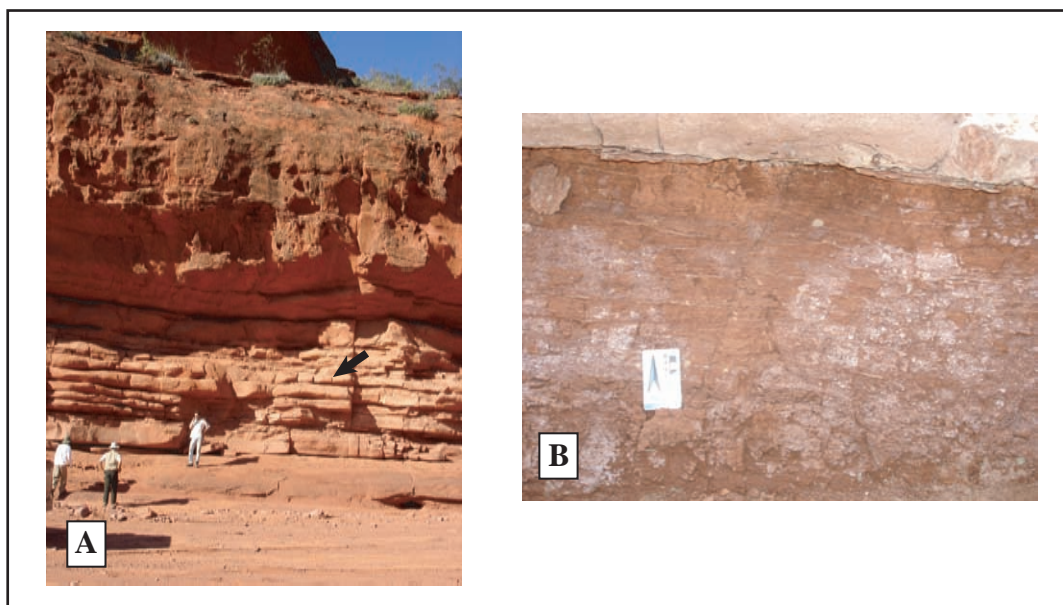
Figura 5



*THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS,
ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND
STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS*

Pierini, C. et al. (inédito)

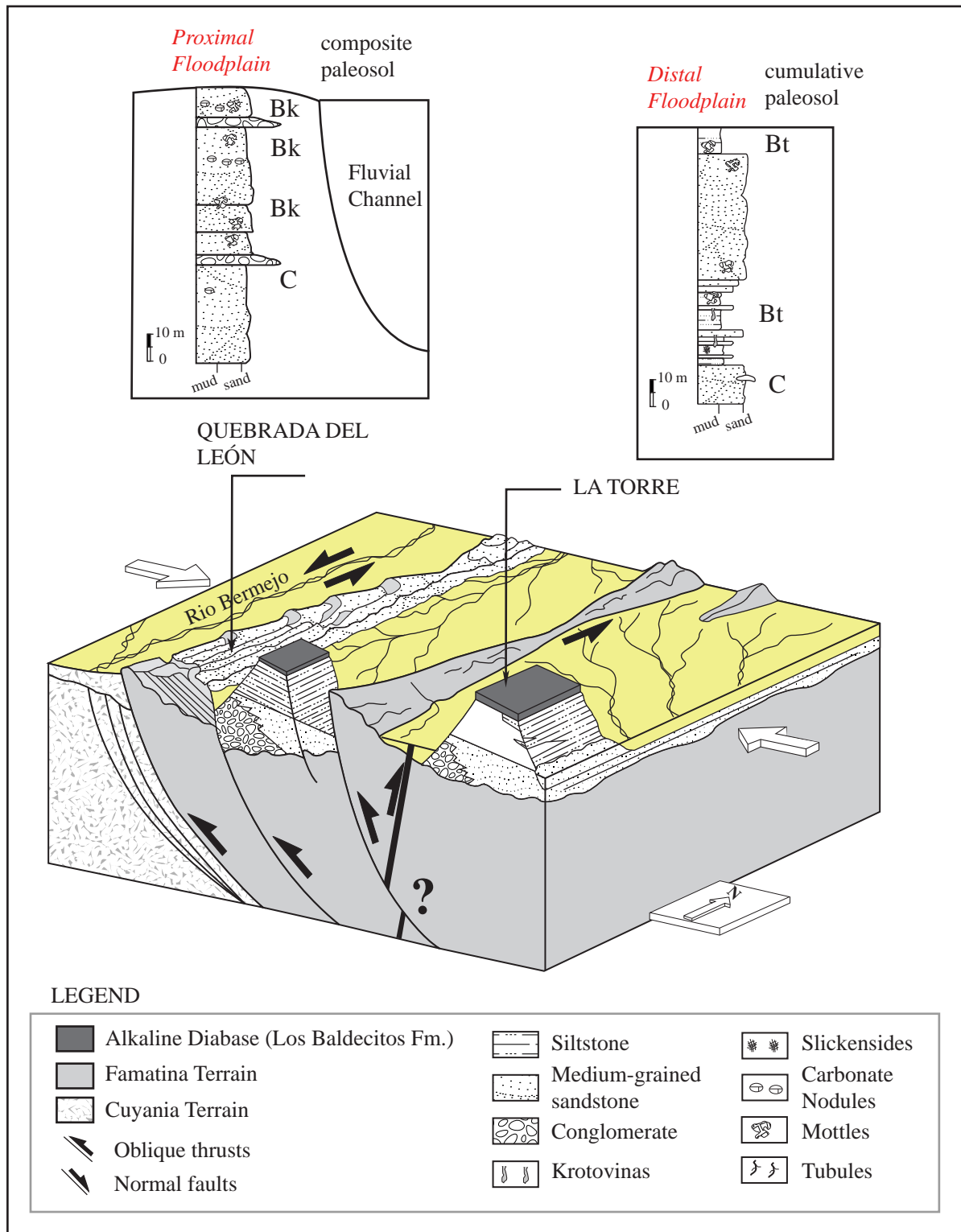
Figura 6



THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

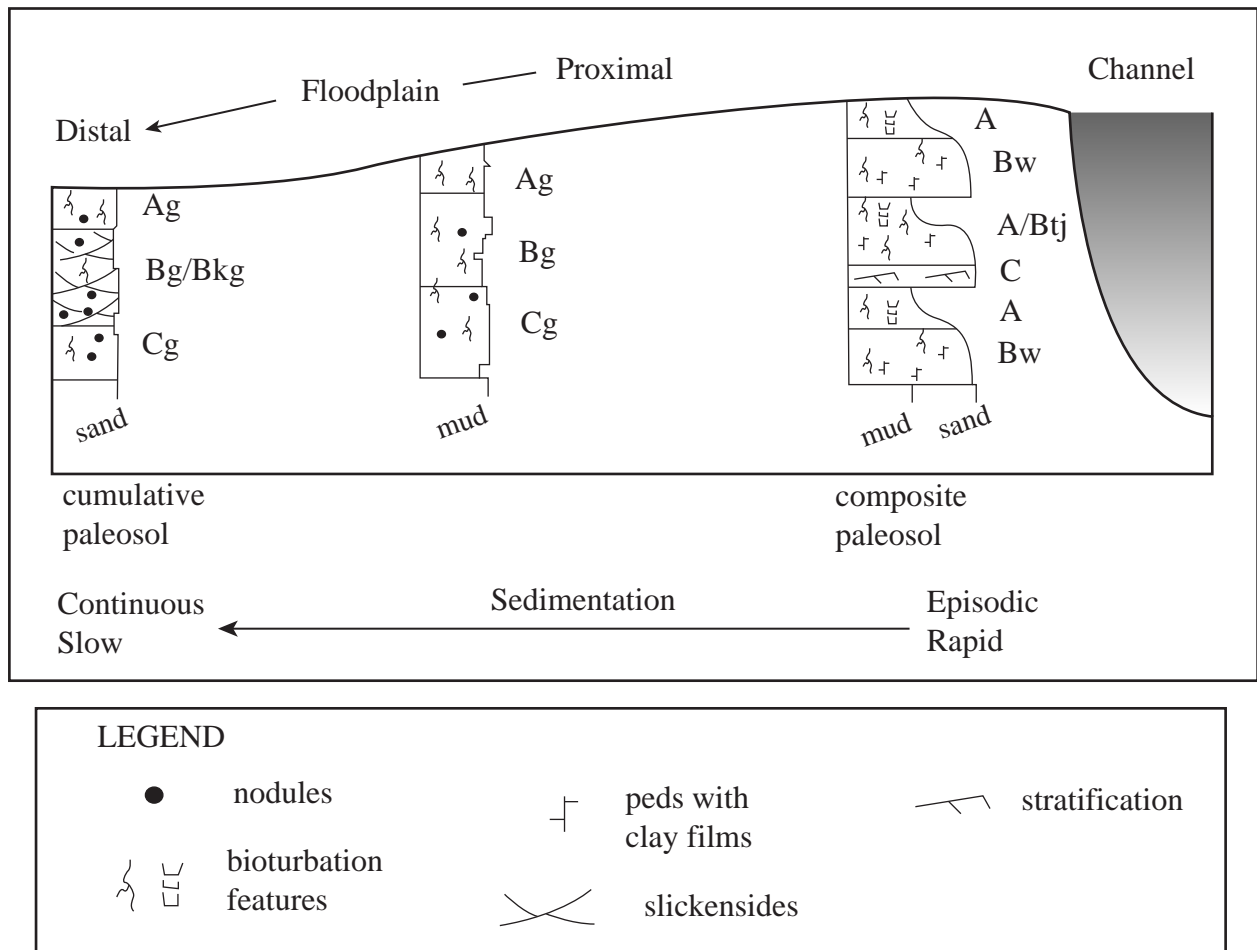
Figura 7



THE LOWER TRIASSIC PALEOSOLS FROM THE TALAMPAYA/TARJADOS FORMATIONS, ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN BASIN (NORTHWESTERN ARGENTINA): PALEOCLIMATE AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 8



**THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC,
PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr)
CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE
BRAZIL).**

Cristina Pierini^{a1*}, Ana M. P. Mizusaki^{a2}, Nuno L. Pimentel^b, Ubiratan F. Faccini^c & Claiton M.
S. Scherer^a

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 91501-970
Porto Alegre, RS, Brasil. ¹ANP Doctorate Scholarship. ²CNPq Researcher.

^b Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal.

^c Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos
(UNISINOS), 93022-000 São Leopoldo, RS, Brasil.

ABSTRACT: Palaeoalterations in the Sergi Formation have been classified and analyzed to ascertain their origin and relationship with stratigraphic evolution. The Sergi Formation belongs to the pre-rift sequence of the Recôncavo Basin (Northeastern Brazil) and comprises a complex association of aeolian and fluvial sandstone and lacustrine mudstone. This formation can be subdivided into three depositional sequences bounded by regional unconformities. Four palaeoalteration types, each one related to a distinct origin, have been described in the Sergi Formation: (1) Textural Mottling, which is distinguished by alternating rock colours as a result of the iron oxide mobilization within mineral phases that evolved under alternating oxidation (yellowish, brownish and reddish shades) and reduction (grayish or greenish hues) conditions; (2) Non-Textural Mottling, which displays a

* Corresponding author. E-mail address: cristina.pierini@ufrgs.br (C.Pierini)

discolouration pattern that is independent of the original rock texture; (3) Carbonate Concentrations, usually related to carbonate nodule formation, which display a massive internal structure that reveals their origin through continuous growth or crystallization; and (4) Banded Carbonates (silicified), associated with the final phases of the calcretization process, which are typical of the beginning of regular surface formation due to the chemical precipitation of carbonates within lacustrine environments. Both mottling colour motifs and carbonate accumulation usually represent groundwater oscillation rather than pedogenesis. Only Carbonate Intraclasts and Banded Carbonate palaeoalterations have their origin ascribed to pedogenesis *stricto sensu* although the Carbonate Intraclasts do not represent soil deposits *in situ*, but calcretes eroded from areas close to channels and the Banded Carbonates have strong diagenetic modifications. Therefore, it is reasonable to assume that fluvial and meteoric water have controlled palaeoalteration evolution as well as deposition, as both aspects are ruled by the same mechanisms (relief, sedimentation rate and, above all, climate).

RESUMO: As paleoalterações da Formação Sergi foram classificadas e estudadas com o objetivo de determinar sua gênese e sua relação com a evolução estratigráfica. A Formação Sergi faz parte da seqüência pré-rift da Bacia do Recôncavo (NE Brasil) e é composta por uma complexa justaposição de arenitos eólicos e fluviais e pelitos lacustres. Essa Formação pode ser subdividida em três seqüências deposicionais, limitadas por discordâncias regionais. As paleoalterações da Formação Sergi foram classificadas em quatro tipos diferentes, com diferentes interpretações genéticas: (1) Marmoreado Textural é caracterizado por uma alternância espacial de tons na rocha, resultante da mobilização dos óxidos de Fe em fases minerais onde ocorre a alternância entre estágios de Oxidação

(colorações variando entre o amarelo, castanho e vermelho) e Redução (colorações variando entre cinza ou verde), (2) Marmoreado Não-Textural apresenta descolorações independentes das texturas originais da rocha, (3) Concentrações Carbonáticas estão relacionadas, principalmente, a formação de nódulos de carbonato, os quais apresentam uma estrutura interna maciça que reflete o modo como foram formados através de crescimento ou cristalização contínuos e (4) Carbonatos Bandados, que estão associados aos processos finais de evolução das carbonatações, caracterizados pelo início da formação de superfícies regulares, interpretados como resultado da precipitação química de carbonatos em ambiente palustre.

O padrão de cores do marmoreado, bem como as acumulações de carbonatos não são, na sua maioria, produtos de processos pedogênicos, mas refletem predominantemente a atividade de águas subterrâneas e de variações do nível freático. Apenas os Intraclastos Carbonáticos e os Carbonatos Bandados têm sua gênese relacionada a processos pedogênicos em sentido estrito, apesar de os Intraclastos Carbonáticos não representarem perfis de solo *in situ*, mas sim, calcretes erodidos de áreas próximas aos canais fluviais e, os Carbonatos Bandados, terem sofrido fortes modificações diagenéticas. Deste modo é natural que a água fluvial e meteórica sejam os fatores essenciais para que a evolução das paleoalterações na Formação Sergi acompanhe a tendência deposicional, já que ambos são controlados pelos mesmos fatores – o clima (preferencialmente), o relevo e a taxa de sedimentação.

KEYWORDS: Palaeoalterations, Calcretes, Heterogeneities, Jurassic-Cretaceous

PALAVRAS-CHAVE: Paleoalterações, Calcretes, Heterogeneidades, Juro-Cretáceo

1. INTRODUCTION

Continental terrigenous successions are commonly heterogeneous, mostly because of facies spatial distribution, at different scales. This feature is usually the result of frequent energy fluctuations that produce grain size changes in the deposits. Furthermore, these energy changes affect rock porosity and permeability thus influencing a more or less intense circulation of post-depositional fluids, hence the chemical precipitation of several minerals (carbonates, oxides, and clay minerals) and this results on several types of palaeoalterations (e.g. Birkeland, 1999; Rettallack, 2001).

The presence of carbonate nodules, or carbonate nodule intervals, has a singular effect on the petrophysical characteristics of hydrocarbon reservoirs within terrigenous successions (Hanneman *et al.*, 1994), such as the herein-presented Sergi Formation. However, previous studies on the Sergi Formation have not dealt with important points related to these carbonate nodules, e.g.: distinct processes concerning their origin; discrimination between subaerial, subaqueous or groundwater-related origin as well as the importance of their distinct palaeogeographical settings.

The main goals of this study include the definition of the macroscopic typology of the palaeoalterations, analysis of the genetic processes involved and corresponding development stages, as well as the establishment of their role in the heterogeneities and reservoir compartments in the Sergi Formation. Firstly, some basic concepts on palaeoalteration, particularly about calcretes, are presented. There are distinguish four main types of palaeoalterations in the Sergi Formation, whose origins and depositional settings are later discussed.

To describe and characterize the paleoalteration types is a tool used to achieve the main goals of this work, which are to understand the sequence stratigraphic framework and to obtain a better knowledge of their influence on hydrocarbon exploration and production.

2. PALAEOALTERATIONS AND CALCRETES

Whenever palaeoalteration is discussed, several questions relative to their formation processes and, mostly, about their accurate distinction from paleosols, are considered.

Eogenetic Palaeoalteration is herein employed as a general term for a set of changes to which a rock is submitted due to the proximity to the depositional surface (also including the vadose and groundwater zone) but under other climate conditions than the present one. It is possible to talk about palaeoalteration of sediments, right after their deposition or within the first subsequent thousands to millions of years, or of rocks that have been exposed to weathering long after their deposition.

On the other hand, *Paleosol* refers to a particular type of palaeoalteration ascribed to subaerial processes of transformation sometimes associated with vegetal colonization, and consequent formation of a soil profile with distinct horizons, which is found within ancient sedimentary strata (Allen and Wright, 1989; Retallack, 2001).

Based on their original depth two types of palaeoalteration can be distinguished (Fig. 1). Therefore, *Pedogenic Palaeoalteration* or *Paleosol* refer to palaeoalterations originated by pedogenesis, in the first metres below the surface and, generally, associated with vegetal colonization. It includes a surficial aerated zone and a lower vadose zone, which is just above the phreatic level. In the vadose zone either water or air can fill both sediment and sedimentary rock pores, as a result of the capillary effect that takes place just above the groundwater table.

INSERT THE FIGURE 1

It is also possible to use the term *Phreatic Palaeoalteration* for those alterations related to the initial burying of sediments (down to tens of metres) which are in direct contact with the atmosphere or biosphere and also under a strong influence of the superficial upper, perched phreatic level and its oscillations with time.

Either intermittent or incessant sedimentation tends to expose or bury materials, keeping them at or distant from the land surface, hence yielding distinct palaeoalteration processes. In fluvial systems, a non-depositional, long interval of subaerial exposure on a flood plain is suitable to paleosol development. In this same environment, below the pedogenesis zone, alluvial sediments are altered by groundwater action, producing phreatic palaeoalterations. Therefore, a full study of the palaeoalterations yields environmental and temporal clues to alluvial sedimentation, so becoming a key source to reveal the history of the alluvial systems.

Calcretes are important components of semi-arid depositional systems and characteristic of regions experiencing a mean annual rainfall of around 500 mm (Wright and Tucker, 1991). In this paper the term 'calcrete' is apply *sensu* Khadkikar *et al.* (1998):

“Calcrete is a near surface accumulation of predominantly calcium carbonate whose formation within the vadose and phreatic zone is mediated either through pedogenic (soil related) or groundwater processes or a combination of both.”

Therefore, calcretes are not only confined to soil profiles, when called pedogenic calcretes (Netterberg, 1980; Machette, 1985; Wright and Tucker, 1991; Tandon and Gibling, 1997; Williams and Krause, 1998). They can also be formed, for instance, below

the soil-forming zone, as groundwater or phreatic calcretes (Wright and Tucker, 1991; Spötl and Wright, 1992; Rodas *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 1996; Williams and Krause, 1998; Pimentel, 2002). So, it is very important to know, whenever palaeogeographic considerations are established, which criteria should be used to distinguish pedogenic from phreatic calcretes and, amongst the latter, to discriminate those formed under vadose or phreatic influence.

Pedogenic palaeoalterations are those formed in the soils, hence above groundwater level, and usually present well-developed and differentiated profiles. Frequently, pedogenic horizons can be absent due to erosion and truncation during the soil profile development (Alonso-Zarza *et al.*, 1998).

Phreatic palaeoalterations result from either passive carbonate cementation or displacive growth of secondary carbonates. Often this type of palaeoalteration is the product of total substitution of the original sediment, including intense dissolution of detrital silicates. As recharge water reaches the surface, it is primarily free of any enrichment but, during its downward course, a progressive increase of the Mg/Ca ratio takes place and leads to calcite and subsequent dolomite precipitation (Wright, 1995).

Dolomite is a major component of phreatic palaeoalteration type, whenever carbonate precipitation takes place at shallow depths in the drainage distal portions. This sort of palaeoalteration can spread laterally for hundreds of kilometers and often reaches over 10 meters in thickness (Carlisle, 1983; Arakel, 1986; Arakel *et al.*, 1990; Maizels, 1987). Summing up, phreatic palaeoalterations are a result of the interaction between calcite or dolomite cementation, substitution and removal within very shallow environments. The main carbonate precipitation mechanisms are evaporation, evapotranspiration and CO₂ loss (Wright and Tucker, 1991).

Terrestrial carbonates can be formed under a large range of environments, from permanent water bodies to entirely subaerial settings. Paludal environments and ephemeral lakes can also be included in this large spectrum of conditions. Palustrine carbonates are typical of lake borders and wetlands. Their development depends on the existence of flat, low energy surfaces (Nickel, 1985; Platt, 1989; Platt and Wright, 1992).

It is possible to describe a continuous transition from lacustrine to subaerial environments although the boundaries between those and related processes are not clear. Commonly the distinction between palustrine carbonates and groundwater and pedogenic calcretes are rather difficult to identify due to the fact that minor phreatic level changes can lead to major environmental modifications (Fig. 2). This implies that only through a careful analysis of microfacies and specific textures, each carbonate type can be differentiated.

INSERT THE FIGURE 2

Climate plays a major role on terrestrial carbonate formation just as it controls surrounding environments. Palustrine carbonate formation is favoured on strongly seasonal, semi-arid or sub-humid climates. However, it is important that enough precipitation takes place to carry carbonate-rich solutions both as superficial runoff and groundwater (Alonso-Zarza, 2003).

Pedogenic calcretes are also associated with less humid climate zones (mean annual rainfall lower than 500-600 mm). However, it is possible to quote several examples of pedogenic calcretes ascribed to more humid periods (Goodfriend and Magaritz, 1988; Sancho and Meléndez, 1992; Alonso-Zarza and Silva, 2002). Groundwater calcretes also

need a certain amount of humidity, although high evaporation and/or evapotranspiration rates are also required for carbonate chemical precipitation (Mann and Horwitz, 1979).

3. GEOLOGICAL SETTING

The Recôncavo Basin (Fig. 3) covers an area larger than 10,000 Km² in northeastern Brazil. Its evolution is related to the processes of crustal stretching that culminated with Gondwana breakup and consequent separation of Africa and South America during the opening of the South Atlantic Ocean. Related rifting produced several asymmetrical grabens that constitute the NE-SW trending intracontinental rift (named Afro-Brazilian Depression) that encloses this basin (De Cesero and Ponte, 1997; Santos and Braga, 1990).

INSERT THE FIGURE 3

It is possible to recognize three major tectonic systems in the Recôncavo Basin: pre-rift, rift-Candeias and rift-Ilhas. The Jurassic-Cretaceous Sergi Formation included in the pre-rift sequence, is the main and the largest reservoir of the Recôncavo Basin, containing 362 million m³ of oil in place (Netto, 1978; Lanzarini and Terra, 1989).

This sequence represents a long-lasting subsidence stage and consequent formation of an intracratonic basin in which the continental sediments of the Brotas Group accumulated. The Sergi Formation is part of the last sedimentation stage of the Brotas Group and represents a continental depositional system characterized by alternating fluvial-aeolian sandstone and red lacustrine mudstone. At this base, this unit is interlayered with lacustrine mudstone of the Aliança Formation (Capianga Member) abruptly overlain by the lacustrine

mudstone of the Itaparica Formation (Bruhn and De Ros, 1987; Lanzarini and Terra, 1989; Carrasco *et al.*, 1996; Lanzarini, 1996).

The Sergi Formation occurs along the entire Recôncavo Basin, but it only crops out along the northern and western basin borders (Fig. 3). At a regional scale this unit, up to 450m thick, dips to the east (Milani, 1987). It can be subdivided into three unconformity bounded sequences. Each sequence presents different facies association and represents distinct depositional episodes in the basin, according to Scherer *et al.* (2005):

Sequence I presents a minimum thickness from 100 to 160m and consists of a complex juxtaposition of aeolian and fluvial sandstone and lacustrine mudstone. Its upper boundary is a regional-scale erosional surface. From core and outcrop description four facies associations were discriminated within Sequence I: Aeolian Sand Sheets, Aeolian Dunes, Ephemeral Fluvial Channels, and Fluvial-Lacustrine facies associations.

Facies associations indicate a semi-arid climate characterized by periods of aeolian dune and sand sheet formation often interrupted by an increment of fluvial activity. The presence of lacustrine mudstone points to wetter intervals causing the phreatic level to rise and ensuing flooding of large areas of the basin.

Sequence II is uniform in terms of fluvial facies architecture along the entire succession. It is mostly composed of coarse-grained to conglomeratic sandstone displaying trough and planar cross-bedding and organized as 1- to 5-meter thick, fining upward cycles interpreted as braided river deposits. The coarser-grained nature of the deposits, when compared to Sequence I suggests an increase in the fluvial system capacity and competence. It indicates a discharge increase due to wetter climate and/or an increase in the steepness of the river equilibrium profile caused by uplifting in the source areas.

Its upper boundary is also defined by an erosive surface that can be correlated along the basin. Two facies associations were distinguished within this sequence: Braided Fluvial Channels and Flood Plain Facies Associations:

Scherer *et al.* (2005) point out that the minor amount of flood plain deposits indicates that outside channel sedimentation was either restricted or the resultant deposits were usually reworked by fluvial channels. The scarcity of mudstone intraclasts at the base of the sandstone bodies supports the first hypothesis, i.e., floodplains were poorly developed.

Sequence III can reach up to 30m thick and it is bounded, at its base, by a flat erosive surface that truncates Sequence II braided-channel fluvial strata. On the other hand, a flat to slightly wavy surface that indicates the sharp nature of the contact between the fluvial-aeolian deposits of the Sequence III and the lacustrine mudstone of the Itaparica Formation defines its upper boundary. This Sequence is characterized by fine- to medium-grained sandstone displaying low-angle lamination related to climbing translational strata (aeolian sand sheet deposits) and could be partially eroded by intermittent fluvial streams. This sequence records the return of similar depositional conditions to those related to sequence I, although dominated by aeolian processes relative to rare fluvial and unidentified lacustrine deposits (Scherer *et al.*, 2005).

From core and outcrop analysis two facies associations were differentiated within Sequence II: Sheet flood Facies Association and Aeolian Sand Sheet and Dunes Facies Association.

4. METHODOLOGY

Samples and data were obtained from ten cored wells, two from the central (G/1, G/2), two from the northeastern (R/1, R/2) and six from the northwestern (A/1, A/2, A/3, A/4,

A/5, A/6) portions of the basin (Fig. 3). During borehole description the presence of some particular features, such as colour (according Munsell, 2000), discolouration or carbonate accumulation, was noticed. Their depth of occurrence, associated rock and the way they change the rock aspect (*e.g.* discolouration associated with stratification) were then recorded.

Initially, the calcium carbonate content was visually estimated through hydrochloric acid reaction (diluted to 10% of 1M of solution) providing the distinction of five stages that are proportional to the amount of calcium carbonate (Retallack, 1997, 1998). Later, this visual estimate was confirmed by the geochemical analysis.

Sixty-four thin sections were made to refine the classification of the distinct types of palaeoalteration. Some samples were prepared following the procedures recommended by Mizusaki (1986) procedures and analyzed in a Jeol scanning electron microscope (JSM-5800 model) employed together with a dispersive energy detector (EDAX). These analyses were performed in order to have a more precise mineralogical and morphological identification of the mineral phases.

Chemical analyses including major and trace elements were performed with ICP/MS technique from Activations Laboratories Ltd. (ACTLABS, Canada). The samples are run for major oxides and selected trace elements on a combination simultaneous/sequential Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP or a Spectro Cirros ICP. Calibration is performed using 7 prepared USGS and CANMET certified reference materials.

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope analyses were performed with calcite fragments selected from fourteen palaeoalteration samples and prepared according to Al-Aasm *et al.* (1990).

Precision was $\pm 0.02 \text{ ‰}$ for results presented according to both PDB and SMOW standards (Craig, 1957).

Later, eight samples of carbonate fragments were selected for Sr isotope analysis of calcite minerals to determine the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio following the method proposed by Kawashita (1972) method and performed in a VG-64 mass spectrometer at the Laboratory of Isotopic Geology (UFRGS).

5. PALAEOALTERATION: DESCRIPTION AND ORIGIN

The proposed differentiation of the Sergi Formation palaeoalterations was initially based on macroscopic features, such as their relationships with the original rock texture, presence of carbonates and structures, amongst others. After their formation, the palaeoalterations underwent diagenetic processes identified on thin sections and their products specified as “total diagenetic components”. Therefore, the following four types of palaeoalterations, with distinct characteristics, were identified (Table 1):

INSERT THE TABLE 1

5.1. Textural Mottling

Mottling is characterized by the occurrence of diverse colours in the rock as a result of iron oxide mobilization within mineral phases caused by alternating oxidation (brownish and red) and reduction (gray and green) phases. This kind of palaeoalteration presents discolouration in accordance with the original texture of the rock and it is possible to identify the following two examples (Fig. 4):

Textural Mottling with preserved lamination: characterized by alternating colours and preservation of the primary sedimentary structures of the rock.

Textural Mottling with deformed lamination: distinguished by alternating colours without preservation of the original sedimentary structures. This occurs associated with heterogeneous beds in which post-depositional deformations (e.g. convolution, bioturbation or clastic dykes formation) took place.

The above mentioned Textural Mottling occurs either in siltstone or fine-grained sandstone. The average mineralogical composition includes detrital quartz (65 %), detrital feldspar (20 %), micas (0.7 %), tourmaline (0.3 %) and 14 % of diagenetic components. The principal diagenetic components are mechanically infiltrated clays, which are introduced by episodic floods into coarse alluvial sediments and iron oxides (Scherer *et al.*, 2004).

The observed palaeoalteration features are related to the scattered colouring of the rock due to reduction and oxidation processes. The oxidized horizons contain clay minerals and iron oxides between fine-grained quartz grains. Bioturbation features are evident because the sand grains cemented by calcite have filled them (Fig. 5A). It is noteworthy that these palaeoalteration types show, under microscopic observation, an elevated degree of preservation of the primary structures as well as textural and mineralogical features.

Textural heterogeneities are the main cause of the discolouration that typifies this palaeoalteration. The alternation of millimetre- to centimetre-scale strata of porous sandstone and mudstone controls the percolation of reducing fluids containing some carbonate. As a result, the fine-grained strata maintained its primary oxidized colour (red) whereas the sandy, primarily porous horizons were reduced and cemented by a small volume of carbonate.

INSERT THE FIGURE 4

5.2. Non-Textural Mottling

This type of palaeoalteration presents a discolouration (involving the same colours of Textural Mottling) trend that is independent of the rock original texture. So it is possible to describe:

Non-Textural Mottling with reduced spots: differentiated by alternating colours, produced by iron oxide mobilization within intermittent oxidizing and reducing phases, which form irregular and isolated spots in the rock.

Non-Textural Mottling with diffusive carbonate accumulations: similar to the previous example, although it includes an important carbonation phase that appears as spots in the rock. It occurs associated with both siltstone and sandstone intervals.

The mineralogical composition of both examples is similar and comprises detrital quartz (60 %), detrital feldspar (29 %), mica (1 %), tourmaline (0.3 %) and about 9.7 % of diagenetic components identified as mechanically infiltrated clays, iron oxides and calcite as microcrystalline aggregates. The main feature of this kind of palaeoalteration is the presence of iron oxides producing irregular pigments in the rock. In thin section it is possible to observe the contrast between areas with oxidized clay matrix and irregular, millimetric areas where carbonate cementation, associated with small concentrations of clay minerals, dominates characterizing the carbonate accumulations (Fig. 5B).

Discolouration is also present in this kind of palaeoalteration although it is independent of the original rock texture. This fact indicates that percolation of both reducing and carbonate-rich fluids obeyed an irregular trend through a relatively porous rock promoting reduction and carbonation along diffuse areas (Fig. 6A).

INSERT THE FIGURE 5

5.3. Carbonate Concentration

This kind of palaeoalteration is usually linked to carbonate nodule formation (Fig. 4). Nodules present light colours (white and pinkish white) and a commonly massive or laminated internal structure, hence indicating a development related to a continuous growth or crystallization (Retallack, 2001). Three kinds of Carbonate Concentration were differentiated:

Carbonate Concentration forming venules: differentiated by calcium carbonate (CaCO_3) accumulations (Fig. 5C) forming an intricate network of thin veins (1 to 4 mm thick) that may contain pink or grey siliceous masses.

Carbonate Concentration forming isolated nodules: distinguished by the occurrence of small isolated nodules that result from the infiltration of carbonate solutions into the rock and subsequent calcite precipitation around grains or within pores.

Carbonate Concentration forming carbonate intraclasts: originated from the accumulation of poorly- to sub-rounded white carbonate clasts (1 to 10 cm long) within a sandy matrix.

All above mentioned examples usually occur associated with sandstone composed of detrital quartz (60 %), detrital feldspar (10 %), carbonate intraclasts (6 %), micas (1 %), garnets (0.5 %) and 22.5 % of diagenetic components. The identified diagenetic constituents were: microcrystalline aggregates of calcite and poikilotopic calcite. The Carbonate concentration forms intraclasts that present alveolar and nodular textures, desiccation cracks and rhizoconcretions as preserved primary features (Fig. 5D).

Each carbonate concentration above described can be associated with a distinct origin as follows:

Venules: the dominantly horizontal and planar, but not linear arrangement of these calcium carbonate (CaCO₃) accumulations, suggests an origin connected to phreatic processes. So, groundwater oscillations within the vadose zone are supposed to have produced successive carbonate precipitations generating horizons characterized by a network of millimetre-scale ribbons.

Isolated nodules: their clear delineation as well as the lack of others pedogenic or biogenic features suggests carbonate precipitation from phreatic fluids in restricted areas of the rock.

Carbonate intraclasts: intraclasts correspond to fragments of palustrine calcretes, *i.e.* carbonates precipitated at shallow lacustrine environments and afterwards affected by short-lived emersions and pedogenic processes (*vd. e.g.* Alonso-Zarza, 2003), scoured from ephemeral lakes formed on floodplains by strongly erosive, channelized streams (Fig. 6B).

Although calcrete profiles can be easily preserved in the geological record (Watts, 1980; Warren, 1983; Sancho *et al.*, 1992) sometimes, usually when poorly developed, they can be entirely reworked. In this case, calcrete clasts can be included in the channel or even flood plain deposits. Reworked clasts, that are usually transported as fluvial bedload, are composed of carbonate and, eventually, by mud aggregates. However, within ancient successions, compactation might lead to the loss of the original calcrete texture, hence making it difficult to determine their origin (*e.g.* Ékes, 1993; Marriott and Wright, 1993; Khadkikar *et al.*, 1998).

Among the reworked calcretes of the Sergi Formation the preservation of some primary textures, such as rhizoconcretions and circum-granular cracks, which suggests vegetal

colonization and episodic desiccation, allows to interpret them as palustrine calcretes eroded from areas close to channels and included as intraclasts into the river bedload. The extensive presence of the mottling pattern and desiccation cracks point to very shallow water bodies submitted to episodic desiccation and flooding events. These processes are typical of lacustrine, palustrine or seasonal wetland environments (Pimentel, 2002).

INSERT THE FIGURE 6

5.4. Banded Carbonate (silicified)

This kind of palaeoalteration is related to the latest stages of calcretization (*sensu* Williams and Krause, 1998) when the formation of laminar to banded or layered surfaces takes place (Fig. 4):

Carbonate with discrete bands: appear as whitish horizontal bands displaying irregular borders and centimetre-scale thickness. These bands occur within clay-rich, greenish material and can be discrete or amalgamated, originating continuous, decimetre-scale horizons.

Carbonate with juxtaposed bands: form a very compact, whitish rock presenting only remains of its horizontal banding (white to pale green). These palaeoalterations usually display a brecciated aspect formed by a network of nearly orthogonal fractures.

This type of palaeoalteration is composed of detrital quartz (50 %), pyrite (1.5 %) and 48.5 % of diagenetic components. The diagenetic constituents are dominantly formed by microcrystalline silica presenting vestiges of thin horizontal lamination and a slightly translucent aspect. Sparse pyrite, quartz and mainly euhedral to subeuhedral carbonate grains can be found within this siliceous matrix, preferentially along discontinuous and

ramified horizons, hence suggesting a late filling of cracks produced in the carbonates (Fig. 5E).

The banded structure is primary and corresponds to the chemical precipitation of carbonates within paludal environments (shallow lakes submitted to episodic subaerial exposure). Both silicification and euhedral carbonate grains suggest secondary features related to diagenesis reproducing the primary depositional texture.

Chemical and isotopic analyses

The whole-rock chemical composition for major, minor and trace elements for the selected samples of palaeoalterations are presented in Tables 2 and 3, respectively. Most of the samples have high SiO₂ contents (between 54.08 and 74.24 %), probably related to the host rocks of these palaeoalterations (sandstones from the aeolian and fluvial systems of Sequence I and sandstone from fluvial systems of Sequence II). Anyway, is possible to observe some high SiO₂ values (83.75 %), ascribed to the Banded Carbonates palaeoalterations. These palaeoalterations are identified by a strong silicification associated to diagenetic processes. Reducing of some SiO₂ values are correlated with the increments in the CaO values that identify the Carbonate Concentration palaeoalterations (Fig. 4). Those increments can reach values of 47.14 % in the fluvial sandstone of the Sequence II. The values from CaO show an erratic trend, extremely variable along the entire section.

INSERT TABLE 2 AND 3

The Fe₂O₃ content indicates low values trend. Some values relatively high (as 6.57 %) are associated to oxidation processes of the Textural and Non-Textural Mottling palaeoalterations.

The trace element content showed a relative enrichment in the upper portion of the Sequence I. This may be related with the evolution of the depositional system (lacustrine in the base, changing to a fluvial-aeolian system in the top of the sequence) that is directly related with climatic changes.

Isotope analysis of the Carbonate Concentrations yielded values between -4.89‰ to -8.69 ‰ δ¹³C_{PDB}, and from -3.84 ‰ to -7.14 ‰ δ¹⁸O_{PDB} (Table 4). These values are typical of non-marine carbonates and suggest precipitation under the influence of meteoric water (Williams and Krause, 1998). Nevertheless, these values also show that the associated waters were not submitted to large compositional changes during the development of these features.

INSERT THE TABLE 4

Only a single sample, in the top of Sequence II, indicates a more negative δ¹³C_{PDB} result (about -21.28 ‰). This value may indicate a larger influence of organic carbon (¹²C) in this sample relative to the others. As Banded Carbonate palaeoalterations are related to paludal environments, probably there is a larger possibility to find organic matter relative to the other environments, as suggested by the ¹³C depletion.

The ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr isotopic ratio results (Table 5) are high, suggesting a Sr radiogenic input probably related to weathering on a continental, fluvial and/or lacustrine environment.

Further work is planned to analyze the whole range of the carbonates palaeoalterations in the Sergi Formation.

INSERT THE TABLE 5

6. DEPOSITIONAL SETTING AND ITS SIGNIFICANCE

Palaeoalterations and stratigraphic succession relationships

The Textural and Non-Textural Mottling types comprise most palaeoalterations present at the base of the Sequence I of the Sergi Formation. These types of discolourations are associated with meteoric and groundwater, reducing fluids, whose percolation through the sediments was controlled by their original texture, hence explaining the differences between these palaeoalterations.

The origin of these palaeoalterations is linked to high-frequency changes of the rate of the phreatic level oscillations (Fig. 7). Whenever the phreatic level rose above the depositional surface a lake was formed. On the other hand, during its subsequent fall, lakes dried and meteoric fluid flowed through the vadose zone, hence bleaching sediments. Groundwater oscillations have also originated Venules and Isolated Nodules.

The development of small, ephemeral lakes along the deposition of Sequence I has allowed the formation of palustrine calcretes. It is possible to find in the lacustrine claystone evidence of organic filaments, later wrapped by thin calcite coats (Fig. 5F). These organic filaments were also discussed by Alonso-Zarza in the lacustrine mud from the Upper Miocene of the Teruel Basin (2003). Subsequent erosion of these calcretes during events of larger fluvial discharge has controlled their reworking and concentration, thus producing Carbonate Intraclasts palaeoalterations (Fig. 8).

INSERT THE FIGURE 7

The intervals of reworked palustrine calcretes of Sequence I are comparable to the reworked calcretes of Types 1 and 3 described by Gómez-Gras and Alonso-Zarza in the Permian and Triassic of Minorca (2003). According to these authors, reworked calcretes of one kind comprise lenses that fill erosional depressions related to small channels crosscutting flood plains. These channels are linked to ephemeral streams formed after sporadic, but heavy rainfalls that drain specific areas of the flood plain removing important amounts of sediments (Marriott and Wright, 1993). These reworked palustrine calcretes are analogous to carbonate intraclasts of the base of the Sequence I. In contrast, another type of palustrine calcretes (Gómez-Gras and Alonso-Zarza, 2003) is linked to channels rather than flood plains and considered as channel lag deposits. Channel lateral migration or avulsion, constitute the main causes for the reworking of these palustrine calcretes. In the Sergi Formation, this type of palustrine calcrete is similar to the carbonate intraclasts that occur at the top of Sequence I.

Sequence II palaeoalterations were formed within an entirely distinct depositional setting and climate relative to Sequence I. This statement is reinforced by the presence, along the entire area of study, of an unconformity that bounds both sequences. Sequence II is mostly composed of fluvial deposits related to a perennial braided system with seasonal discharge fluctuation.

Although almost always located below the depositional surface, this seasonal fluctuation on fluvial discharge controlled phreatic level oscillation in the channel surroundings. Therefore, phreatic level changes originated Textural and Non-textural Mottling palaeoalterations as well as Venules and Isolated Nodules.

Although rare, it is possible that the phreatic level could eventually surpass the depositional surface, hence forming small temporary lakes on the flood plains and associated palustrine carbonates classified as Banded Carbonates palaeoalterations. These carbonates are primarily banded as a result of carbonate chemical precipitation within paludal environments. Therefore, Banded Carbonates palaeoalterations represent *in situ* palustrine carbonates that suffered a strong diagenetic overprint.

A decline on the rate of accommodation space creation during the deposition of the Sequence II induced lateral migration of channels and consequent reworking of the flood plain and marginal lake deposits as well as soils. Although well-developed soil profiles could be formed in this stage (Plint *et al.*, 2001) not one was found in the Sergi Formation, probably due to their low preservation potential.

INSERT THE FIGURE 8

Palaeogeography, palaeoclimate and the role of the Palaeoalterations on heterogeneity development in the Sergi Formation

During the late Jurassic period, a large area ($\approx 500,000 \text{ Km}^2$) of the Gondwana palaeocontinent, currently northeastern Brazil and western Africa, was covered by a vast depression (Afro-Brazilian depression) (Ponte, 1971). The sedimentary sequences deposited in this depression are now preserved in several smaller basins which remained after fragmentation, uplift and erosion, including the Recôncavo Basin. During the Jurassic period, most of this depression was occupied by a shallow lacustrine system, which resulted in the deposition of mudstone from the Aliança Formation (Fig. 9A).

The middle Jurassic period was characterized by the beginning of a fluvial-aeolian deposition that interfingered with lacustrine deposits. It was the beginning of the Sergi Formation deposition (Fig 9A). Frequent expansion and contraction of the lacustrine system represented high frequency oscillations of the phreatic level rise rate, which can be either absolute (climate-related) or relative (tectonically-induced) (Howell and Mountney, 1997; Scherer *et al.*, 2004).

The fluvial-aeolian deposits of the Sergi Formation (depositional Sequence I) are marked by the presence of discolourations, that are associated with meteoric and groundwater fluids, by the presence of palustrine calcretes eroded from small, ephemeral lakes and by the presence of carbonate concentrations originated by the groundwater oscillations.

At the Upper Jurassic period, an endorheic drainage system partially filled the depression. In the northern part, extensive braided fluvial systems which flowed from the N-NW margins to a shallow lacustrine complex in the centre of the depression, deposited the braided fluvial, Aeolian and ephemeral lacustrine deposits of the Sergi Formation (Fig. 9B) (Garcia *et al.*, 1998).

INSERT THE FIGURE 9

The wetter climate conditions had an influence on the establishment of a fluvial system (depositional Sequence II), characterized by multi-episodic and multi-lateral amalgamated, sheet sandstone bodies with rare preservation of fine-grained, flood plain deposits (Scherer *et al.*, 2004). These conditions were accompanied by the formation of Textural and Non-

Textural Mottling palaeoalterations as well as Venules and Isolated Nodules, controlled by phreatic level oscillations.

The return of a more arid climate to the south, led to the development of widespread aeolian deposits, typical of the depositional Sequence III. More extensive fluvial systems spread from the northern rather than from the southern region into the depression, leading to higher rainfall (Garcia, 1991). These deposits may be associated with palustrine carbonates, formed in depressions to the palaeorelief that made possible the cropping out of the phreatic level, forming restricted lakes.

The Sergi Formation presents a group of post-depositional features essentially related to colour changes and carbonate cementation that occur as isolated or amalgamated nodules (Scherer *et al.*, 2004). These features, related to the depositional dynamics, are frequently restricted to fluvial channel base or fine-grained lacustrine deposits. As a result, palaeoalteration horizons are not usually continuous at basin- or even oilfield-scale (Fig. 10). This statement implies that the Sergi Formation palaeoalterations do not constitute important heterogeneities in terms of sandstone reservoir compartmentalisation.

INSERT THE FIGURE 10

7. CONCLUSIONS

Mottling colour configuration as well as carbonate accumulation does not represent strictly pedogenic products. Although pedogenic processes have probably played a role, their products have not been preserved due to the dynamics of the depositional system. The Sergi Formation palaeoalterations mostly reflect groundwater activity and phreatic level changes, in a similar way to studies elsewhere (*e.g.* Pimentel *et al.*, 1996; Pimentel, 2002).

Only Carbonate Concentrations and Banded Carbonates palaeoalterations owe their origin to pedogenic processes *strictu sensu*, although not forming well developed soils with well defined horizons. Therefore, it is natural that fluvial and meteoric waters constitute the essential factors controlling palaeoalteration development and depositional trend as both are controlled by the same causes – chiefly climate, relief and sedimentation rate.

Despite its advanced exploration stage, the Recôncavo Basin still features good perspectives (Santos and Braga, 1990). For that reason, it is important to improve the hydrocarbon migration/accumulation models through the study of heterogeneities.

The Sergi Formation reservoirs hold depositional and diagenetic heterogeneities that control the distribution of the permeability-porosity space at distinct hierarchical scales (Scherer *et al*, 2004). Palaeoalterations are restricted and do not represent heterogeneities at oil field- or basin-scale.

The presence of carbonates in the sequences of the Sergi Formation implies that porosity loss can occur rapidly in some settings and could create local permeability barriers in some potential reservoir units.

8. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the coordinators of the research project entitled “Caracterização Estratigráfica - Petrológica Integrada dos Reservatórios da Formação Sergi” (FINEP/PETROBRAS), for his collaboration and assistance. They also acknowledge Dr. Luiz Fernando De Ros for petrological assistance for final revision and the National Petroleum Agency (ANP) for the Doctorate Scholarship of the first author. CNPq and ICCTI, through the UNISINOS - Universidade de Lisboa Agreement, supported Dr. Nuno L. V. Pimentel participation.

9. REFERENCES

- Al-Aasm, I. S., Taylor, B. E., South, B., 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chemical Geology*, 80, 119-125.
- Allen, J. R. L., Wright, V. P., 1989. Paleosols in Siliciclastic Sequences. PRIS Short-Course Notes, Univ. of Reading, 001, 97.
- Alonso-Zarza, A. M., 2003. Paleoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Alonso-Zarza, A. M., Silva, P. G., 2002. Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 178, 119-135.
- Alonso-Zarza, A. M., Silva, P., Goy, J. L., Zazo, C., 1998. Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development: interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology*, 24, 147-167.
- Arakel, A. V., 1986. Evolution of calcrete in paleodrainages of the Lake Napperby area, central Australia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 54, 283-303.
- Arakel, A. A., Jacobson, G., Lyons, W. B., 1990. Sediment-water interaction as a control on geochemical evolution of playa lake systems in the Australian arid interior. *Hydrobiology*, 197, 1-12.
- Birkeland, P. W., 1999. *Soils and Geomorphology*, 3rd ed. Oxford Univ. Press, New York.
- Bruhn, C.H.L., De Ros, L.F., 1987. Formação Sergi: evolução dos conceitos e tendências na geologia dos reservatórios. *Boletim de Geociências da Petrobras* 1(1), 25-40.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P., Feijó, J. F., 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras* 1(8), 163-172.

- Carlisle, D., 1983. Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. Wilson, R. C. L. (Ed.), *Residual Deposits*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 11, 185-195.
- Carrasco, B.N., Fonseca, L.E.N., Durães, E.M., 1996. Fotointerpretação de facies e elementos arquiteturais eólicos no afloramento do Canyon do Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, vol. 1, 141-144
- Craig, H., 1957. Isotopic standars for carbon and oxygen correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochem. Acta*, 12, 133-149.
- De Cesero, P., Ponte, F.C., 1997. Análise comparativa da paleogeografia dos litorais atlânticos brasileiros e africano. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11(1), 1-18.
- Ékes, C., 1993. Bedload-transported pedogenic mud aggregates in the Lower Old Red Sandstone in southwest Wales. *J. Geol. Soc. (London)*, 150, 469-471.
- Garcia, A. J. V., 1991. Paleogeografia do nordeste brasileiro no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior. *Geociências*, 10, 37-56.
- Garcia, A. J. V., Morad, S., De Ros, L. F., Al-Aasm, I. S., 1998. Palaeogeographical, palaeoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Publs. Int. Ass. Sediment.*, 26, 107-140.
- Gómez-Gras, D., Alonso-Zarza, A. M., 2003. Reworked calcretes: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology*, 158, 299-319.
- Goodfriend, G. A., Magaritz, M., 1988. Paleosols and late Pleistocene rainfall fluctuations in the Negev Desert. *Nature*, 332, 144-146.

- Hanneman, D. L., Wideman, C. J., Halvorson, J. W., 1994. Calcic paleosols: their use in subsurface stratigraphy. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 78 (9), 1360-1371.
- Howell, J.A., Mountney, N.P., 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. Ziegler, K., Turner, P. and Daines, S.R. (Eds.), *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 123, 63-86
- Kawashita, K., 1972. O método Rb/Sr em rochas sedimentares: aplicação para as bacias do Paraná e do Amazonas. Ph.D. thesis, São Paulo University.
- Khadkikar, A. S., Merh, S. S., Malik, J. N., Chamyal, L. S., 1998. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks. *Sedimentary Geology*, 116, 251-260.
- Lanzarini, W.L., 1996. Geometria das unidades genéticas fluviais e eólicas das formações Aliança e Sergi na borda oeste da Bacia do Recôncavo. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, 1, 328-331.
- Lanzarini, W. L., Terra, G. J. S., 1989. Fácies sedimentares, evolução da porosidade e qualidade de reservatório da Formação Sergi, Campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 3 (4), 365-375.
- Machette, M. N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 203, 1-21.
- Maizels, J. K., 1987. Plio-Pleistocene raised river channel systems of the western Shariya (Wahiba), Oman. Frostick, L. E., Reid, I. (Eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 35, 31-50.
- Mann, A. W., Horwitz, R. C., 1979. Groundwater calcrete deposits in Australia: some observations from Western Australia. *J. Geol. Soc. (Australia)*, 26, 293-303.

- Marriott, S. B., Wright, V. P., 1993. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *J. Geol. Soc. (London)*, 150, 1109-1120.
- Milani, E.J., 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciencia Técnica Petróleo; Seção Exploração de Petróleo*, Petrobras.
- Mizusaki, A. M. P., 1986. Uso do Microscópio eletrônico de varredura no estudo de rochas reservatório de hidrocarbonetos, 2º Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório 1, 322-330, Petrobras, Rio de Janeiro.
- Munsell Soil Color Chart. Year 2000, Revision.
- Netterberg, F., 1980. Geology of southern African calcretes. 1. Terminology, description, macrofeatures and classification. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 83, 255-283.
- Netto, A.S.T., 1978. A implantação da fase pré-rifte na Bacia do Recôncavo. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, 1, 596-517.
- Nickel, E., 1985. Carbonates in alluvial systems, an approach to physiography, sedimentology and diagenesis. *Sedimentary Geology*, 42, 83-104.
- Pimentel, N. L. V., Wright, V. P., Azevedo, T. M., 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105, 1-10.
- Pimentel, N. L. V., 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). *Sedimentary Geology*, 148, 123-138.
- Platt, N. H., 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36, 665-684.

- Platt, N. H., Wright, V. P., 1992. Palustrine carbonates at the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment. *Journal of Sedimentary Geology*, 62, 1058-1071.
- Plint, A. G., McCarthy, P. J., Faccini, F., 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 85 (11), 1967-2001.
- Ponte, F. C., 1971. Evolução paleogeográfica do Brasil oriental e da África ocidental. Petrobras, Unpublished Internal Report CPEG 4.
- Retallack, G. J., 1997. *A Color Guide to Paleosols*. Willey, Chichester. 175p.
- Retallack, G. J., 1998. Fossil soils and completeness of the rock and fossil record. S. Donovan, K., Paul, C. R. C. (Eds.), *The Adequacy of the Fossil Record*, 131-162.
- Retallack, G. J., 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science. 404 p.
- Rodas, M., Luque, F. J., Mas, R., Garzon, M. G., 1994. Calcretes, palycretes and silcretes in the Paleogene detrital sediments of the Duero and Tajo basins, Central Spain. *Clay Mineralogy*, 29, 273-285.
- Sancho, C., Meléndez, A., 1992. Gênese y significado ambiental de los caliches Pleistocenos de la región del Cinca (Depresión del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 81-93.
- Sancho, C., Meléndez, M., Signes, M., Bastida, J., 1992. Chemical and mineralogical characteristics of Pleistocene caliche deposits from the central Ebro Basin, NE Spain. *Clay Minerals*, 27, 293-308.

- Santos, C. F., Braga, J. A. E., 1990. O “estado da arte” da Bacia do Recôncavo. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro 4 (1), 35-43.
- Scherer, C. M. S., De Ros, L. F., Garcia, A. J. V., Lavina, E. L. C., Oliveira, F. M., Mizusaki, A. M. P., Faccini, U. F., Paim, P. S. G., Pierini, C., Bongioiolo, D. E., Menezes, M. R. F., Aguiar, E. S., 2004. Caracterização Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Reservatórios da Formação Sergi. Petrobras.
- Scherer, C.; Lavina, E. ;Filho, D.; Oliveira, F.; Bongioiolo, D.; Aguiar, E., 2005. Stratigraphic evolution and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, under revision.
- Spötl, C., Wright, V. P., 1992. Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology*, 39, 1119-1136.
- Tandon, S. K., Gibling, M. R., 1997. Calcretes at sequence boundaries in Upper Carboniferous cyclothems of the Sydney Basin, Atlantic Canada. *Sedimentary Geology*, 112, 43-67.
- Watts, N. L., 1980. Quaternary pedogenetic calcretes from the Kalahari, mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661-687.
- Warren, J. K., 1983. Pedogenic calcrete as it occurs in Quaternary calcareous dunes in coastal South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 787-796.
- Williams, C. A., Krause, F. F., 1998. Pedogenic-phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. *Sedimentology*, 45, 1105-1124.

Wright, V. P., 1995. Losses and gains in weathering profiles and duripans. Parker, A., Sellwood, B. W. (Eds.), *Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 95-123.

Wright, V. P., Tucker, M. E., 1991. Calcretes: an introduction. Wright, V. P., Tucker, M. E. (Eds.), *Int. Assoc. Sedimentol. Rep. Ser.*, 2, 1-22.

10. FIGURE CAPTIONS

Figure 1: Illustration showing the position of the Aerated, Vadose and Phreatic zones. The first two, named as Pedogenic Zone (adapted from Carlisle, 1983).

Figure 2: Model representing a complete cycle of phreatic level rise and fall within a distal alluvial or fluvial system. The superposition of phreatic imprints on pedogenic calcrete is common. Both phreatic and pedogenic features can change previous lacustrine deposits (adapted from Alonso-Zarza, 2003).

Figure 3: Recôncavo Basin setting presenting its exposure area, described core locations and chrono-lithostratigraphic table emphasizing the Sergi Formation position (adapted from Caixeta *et al.*, 1994).

Figure 4: Composite stratigraphic column of the Sergi Formation showing the occurrence of the main types of palaeoalterations according to their stratigraphic position. A = Non-Textural Mottling with reduced spots; B = Textural Mottling with preserved lamination; C = Textural Mottling with deformed lamination; D = Carbonate Concentration forming carbonate intraclasts; E = Carbonate Concentration forming isolated nodules; and F = Carbonate with discrete bands. In the left side of the column, chemical trends of SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 and CaO .

Figure 5: (A) Photomicrograph under polarized light of Textural Mottling palaeoalteration.

The darker horizons '1' have clay minerals and iron oxides between fine-grained quartz grains whereas the lighter horizons '2' are composed of coarser-grained sand grains with carbonate between them. (B) Photomicrograph under polarized light of Non-Textural Mottling with diffusive carbonate accumulations. The NW segment '1' contains brownish clay minerals whereas the SE portion '2' presents pore-filling, light gray calcite. (C) SEM view of calcite grains related to Carbonate Concentration forming Venules. (D) Photomicrograph under polarized light of Carbonate Concentration forming Carbonate Intraclasts showing carbonate intraclast with primary features (arrow indicates a rhizoconcretion). (E) Photomicrograph under natural light of Banded Carbonates palaeoalteration. 1 and 2 point to layered (NE-SW trend) euhedral to subeuhedral carbonate grains and disseminated pyrite crystals, respectively. Matrix is composed of silica with disseminated titanium oxide. (F) Organic filaments present in fine-grained lacustrine sediments.

Figure 6: (A) Non-textural mottling with reduced spots within Sequence I fluvial sandstone.

(B) Detail of a palustrine carbonate intraclast displaying millimeter-scale internal lamination (primary features) in Sequence II fluvial sandstone.

Figure 7: Oxidation and reduction alternating events (arrows) within fine-grained lacustrine deposits of Sequence I produced by phreatic level oscillations.

Figure 8: Sketches representing the depositional evolution and palaeoalteration development in the Sergi Formation. Models for the base and top of Sequence I (above) and for Sequence II (below).

Figure 9: Palaeogeographical reconstructions of Sergi Formation. Jurassic pre-rift sedimentation. (A) At the time of maximum extension of the lacustrine systems and beginning of the fluvial sedimentation of the Sergi Formation; (B) at the time of maximum expansion of the Sergi fluvial system. The diverse paleoalterations and the general location in the basin is shown in the squares: (1) Textural Mottling and (2) Non-Textural Mottling, controlled by the phreatic level oscillations and closer to the channel rivers, (3) Carbonate Concentrations, some related with phreatic level oscillations and others, deposited to clasts forming bed deposits of channel rivers and (4) Banded Carbonates, result of carbonate chemical precipitation within paludal environments (adapted from Garcia *et al.*, 1998).

Figure 10: Regional stratigraphic section presenting the position and correlation of facies associations and palaeoalterations of sequences I and II of the Sergi Formation (adapted from Scherer *et al.*, 2004).

11. TABLES - Table 1

Palaeoalteration Type	Macroscopic Features	Origin	Colours
T1 - Textural Mottling	<p><i>with preserved lamination</i> – alternating colors and preservation of the rock original structures.</p> <p><i>with deformed lamination</i> – alternating colors with no preservation of the rock original structures.</p>	Textural heterogeneities control the percolation of the meteoric reducing fluids with some carbonate.	brown, dark Brown, light grey, pale olive.
T2 - Non-Textural Mottling	<p><i>with reduced spots</i> – alternating colors forming irregular masses isolated within the rock.</p> <p><i>with diffuse carbonation</i> – alternating colors accentuated by carbonation.</p>	Percolation of reducing, carbonate fluids took place along an irregular path through the rock promoting diffuse reduction and carbonation.	brown, dark Brown, light grey, pale olive.
T3 - Carbonate Concentration	<p><i>venules</i> – accumulations of calcium carbonate (CaCO₃) forming an intricate network of millimetre-scale veins.</p> <p><i>isolated nodules</i> – small and isolated calcite accumulations as a result of infiltration of carbonated solutions through the rock.</p> <p><i>carbonate intraclasts</i> – juxtaposition of centimetre-scale carbonate masses within a clay matrix, which can be amalgamated or coalescent.</p>	<p><i>venules</i> – origin associated with phreatic level oscillations and precipitation in the vadose zone.</p> <p><i>isolated nodules</i> – the nodules clear delineation and the lack of any pedogenic or biogenic imprint point to an origin related to precipitation from phreatic fluids within restricted areas of the rock.</p> <p><i>carbonate intraclasts</i> – palustrine calcretes removed from areas adjacent to fluvial channels and enclosed as intraclasts.</p>	White, pinkish white
T4- Banded carbonates (silicified)	<p><i>discrete bands</i> – whitish, horizontal and centimetre-scale bands with irregular borders that can be discrete or amalgamated, hence producing decimetre-scale horizons.</p> <p><i>juxtaposed bands</i> – very compact rock with remains of horizontal banding and overall brecciated aspect caused by a network of thin, almost orthogonal cracks.</p>	The banded structure is primary, a result of the chemical precipitation of carbonates within paludal environments (sporadically exposed shallow lakes) whereas silicification is a secondary, diagenetic feature that reproduces primary textures.	White, light olive grey

Table 1: Summary of the characterization, origin and colours of the distinct types of palaeoalterations of the Sergi Formation (Recôncavo Basin).

Table 2

Samples	Sequence	SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃(T)	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O
T1	I	74,24	7,17	2,92	0,078	1,07	3,72	0,91	2,43
T1	I	66,92	9,01	4,14	0,076	1,37	5,51	1,02	3,02
T1	I	74,02	4,87	1,77	0,094	1,72	7,48	0,72	1,38
T2	I	67,29	7,43	3,61	0,064	2,43	6,31	0,94	2,17
T2	I	54,08	14,02	6,57	0,07	2,76	6,09	1,72	4,46
T3	I	28,96	2,86	0,86	0,136	0,44	36,15	0,43	0,94
T3	I	79,5	7,39	1,72	0,012	0,92	0,61	0,6	1,9
T3	I	26,84	1,97	0,67	0,118	0,31	38,48	0,24	0,68
T3	II	13,32	0,82	0,19	0,296	0,36	47,14	0,11	0,21
T4	II	19,08	1,1	0,3	0,331	0,32	43,54	0,15	0,36
T4	II	83,75	3,74	1,45	0,133	0,68	2,92	0,41	1,02
T4	III	79,59	7,58	2,09	0,013	1,07	0,21	0,47	2,62

Table 2: Concentration (%) of major elements in samples of the: T1- Textural Mottling; T2- Non-Textural Mottling; T3- Carbonate Concentrations and T4- Banded Carbonates palaeoalterations of the Sergi Formation (Recôncavo Basin).

Table 3

Samples	Sequence	V	Ba	Sr	Zr	Cr	Cu	Rb	Nd	Sm	Pb	Th	U
T1	I	70	316	106	198	60	50	77	16	3,2	13	5,7	1,1
T1	I	48	384	148	185	60	20	103	27,4	5,2	17	10,1	2,1
T1	I	60	264	107	96	40	10	38	8,1	1,5	11	2,8	0,6
T2	I	89	296	182	130	120	20	61	12,8	2,6	12	3,5	1
T2	I	118	707	207	323	100	30	230	55,1	10,3	31	17,9	2,8
T3	I	19	183	294	57	60	10	29	16,9	3,1	6	4,9	0,8
T3	I	86	285	125	148	50	< 10	57	14,6	2,6	9	7,4	3,6
T3	I	12	120	477	67	60	10	25	12,2	2,5	6	3,6	1,1
T3	II	7	65	497	7	30	50	8	2,9	0,6	7	1,9	0,7
T4	II	19	78	340	21	60	30	13	8,9	1,6	8	14,3	4,4
T4	II	58	160	64	46	40	30	35	7,9	1,6	13	2,3	1,8
T4	III	56	217	72	123	40	20	86	14	2,6	20	4,4	1,5

Table 3: Concentration (ppm) of trace elements in samples of the: T1- Textural Mottling; T2- Non-Textural Mottling; T3- Carbonate Concentrations and T4- Banded Carbonates palaeoalterations of the Sergi Formation (Recôncavo Basin).

Table 4

Sample	Sequence	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
T3	I	-5,79	-4,45	26,27
T3	I	-8,69	-4,62	26,09
T3	I	-6,93	-5,12	25,58
T3	I	-6,04	-5,13	25,63
T3	I	-5,47	-3,84	26,91
T3	I	-7,97	-5,41	25,28
T3	II	-4,89	-5,03	25,39
T3	II	-8,26	-4,22	26,51
T3	II	-6,55	-4,82	25,86
T3	II	-7,13	-3,97	26,78
T3	II	-6,22	-7,17	23,47
T3	II	-6,7	-6,81	23,84
T3	II	-7,32	-5,18	25,52
T4	II	-21,28	-4,38	26,34

Table 4: $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ figures for calcite nodules taken out from palaeoalterations horizons of the Sergi Formation (Recôncavo Basin). T3- Carbonate Concentrations and T4- Banded Carbonates palaeoalterations.

Table 5

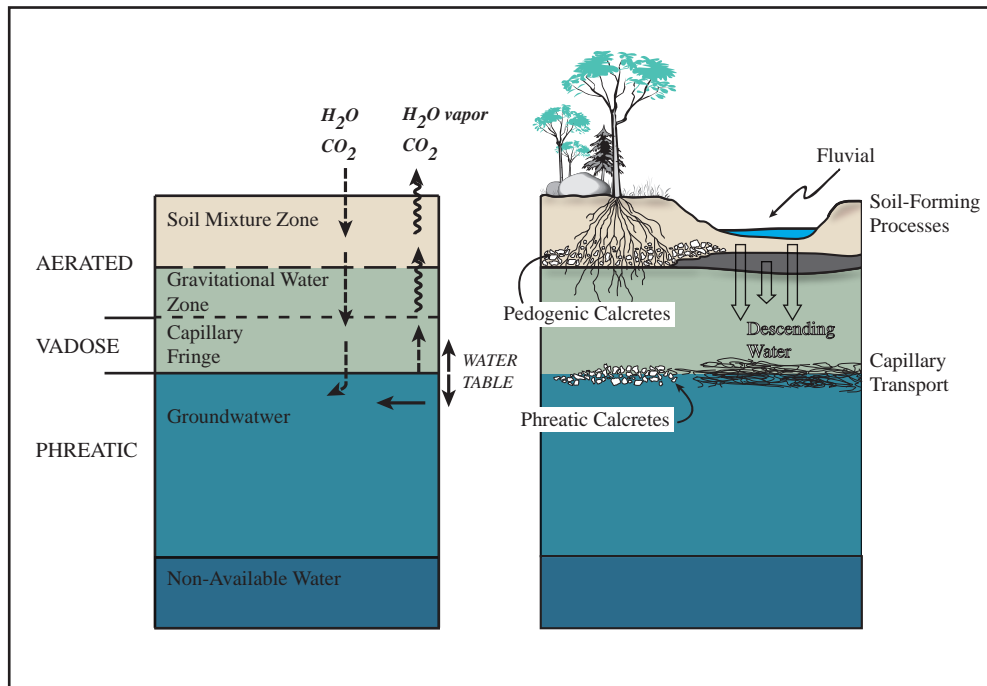
Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ (\pm)
T3	0.7141726	0.000255
T3	0.7152330	0.000267
T3	0.7183078	0.000449
T3	0.7146042	0.000233
T3	0.7146775	0.000389
T4	0.7153035	0.000187
T4	0.7157956	0.000146
T4	0.7239293	0.000198

Table 5: $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios for carbonates removed from palaeoalterations horizons of the Sergi Formation (Recôncavo Basin). T3- Carbonate Concentrations and T4- Banded Carbonates paleoalterations.

THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

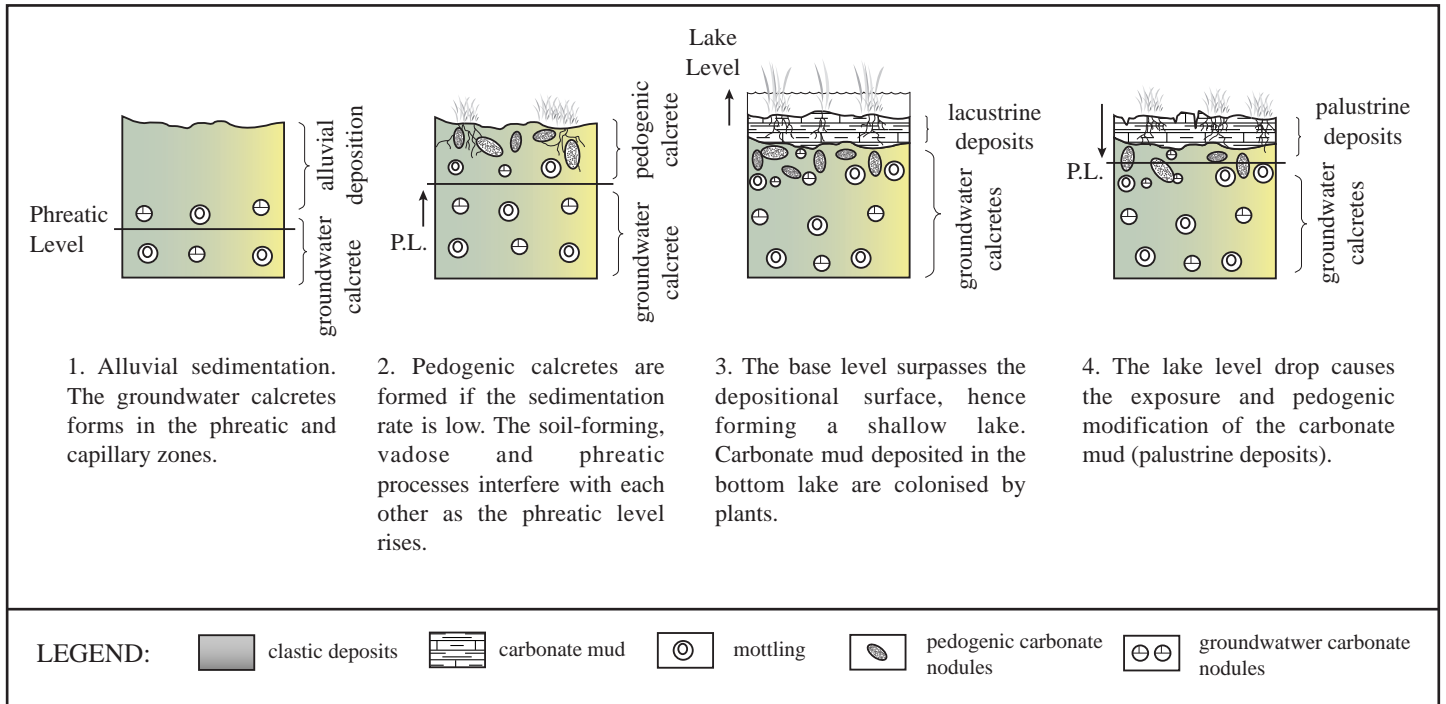
Figura 1



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

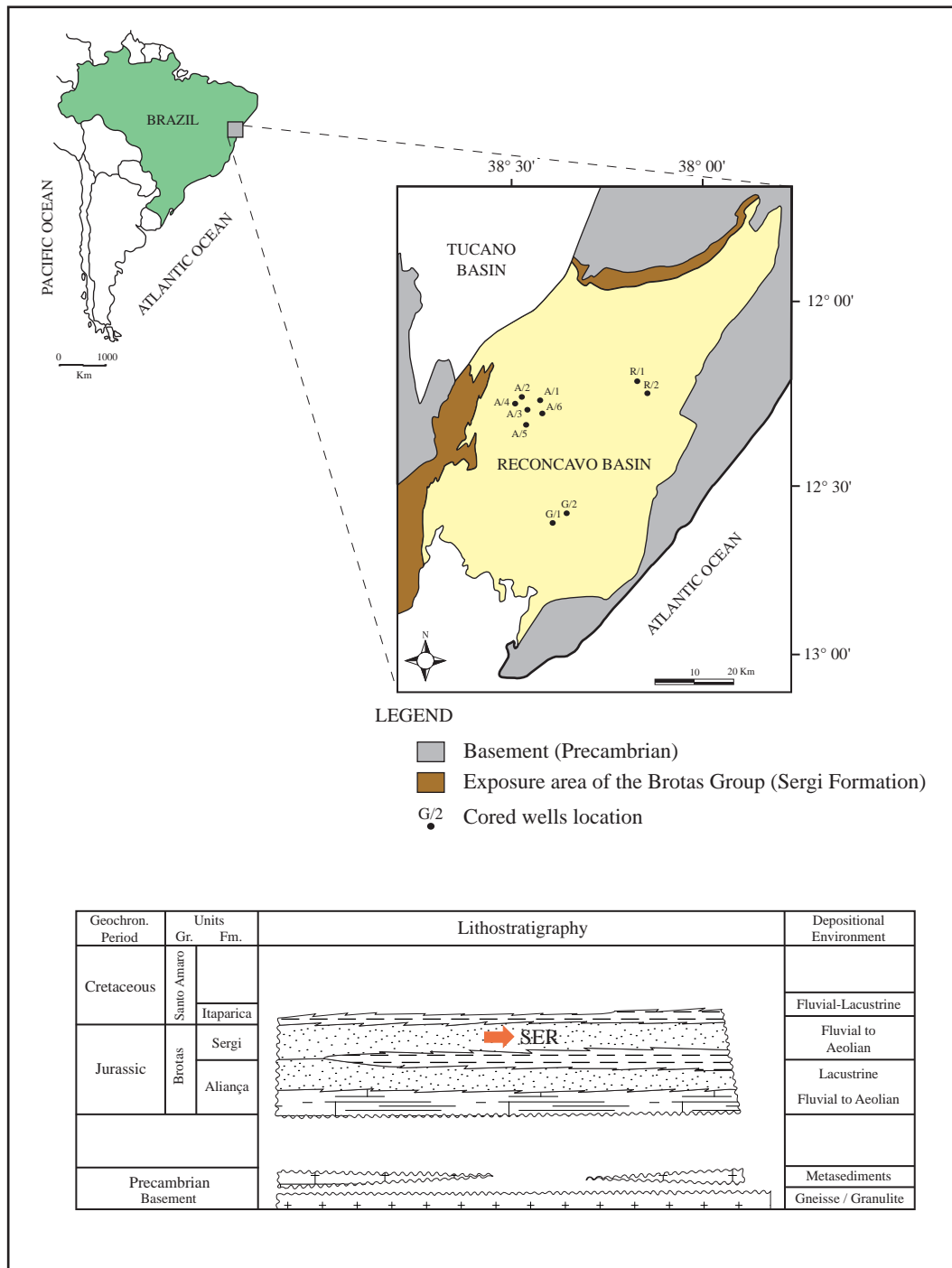
Figura 2



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

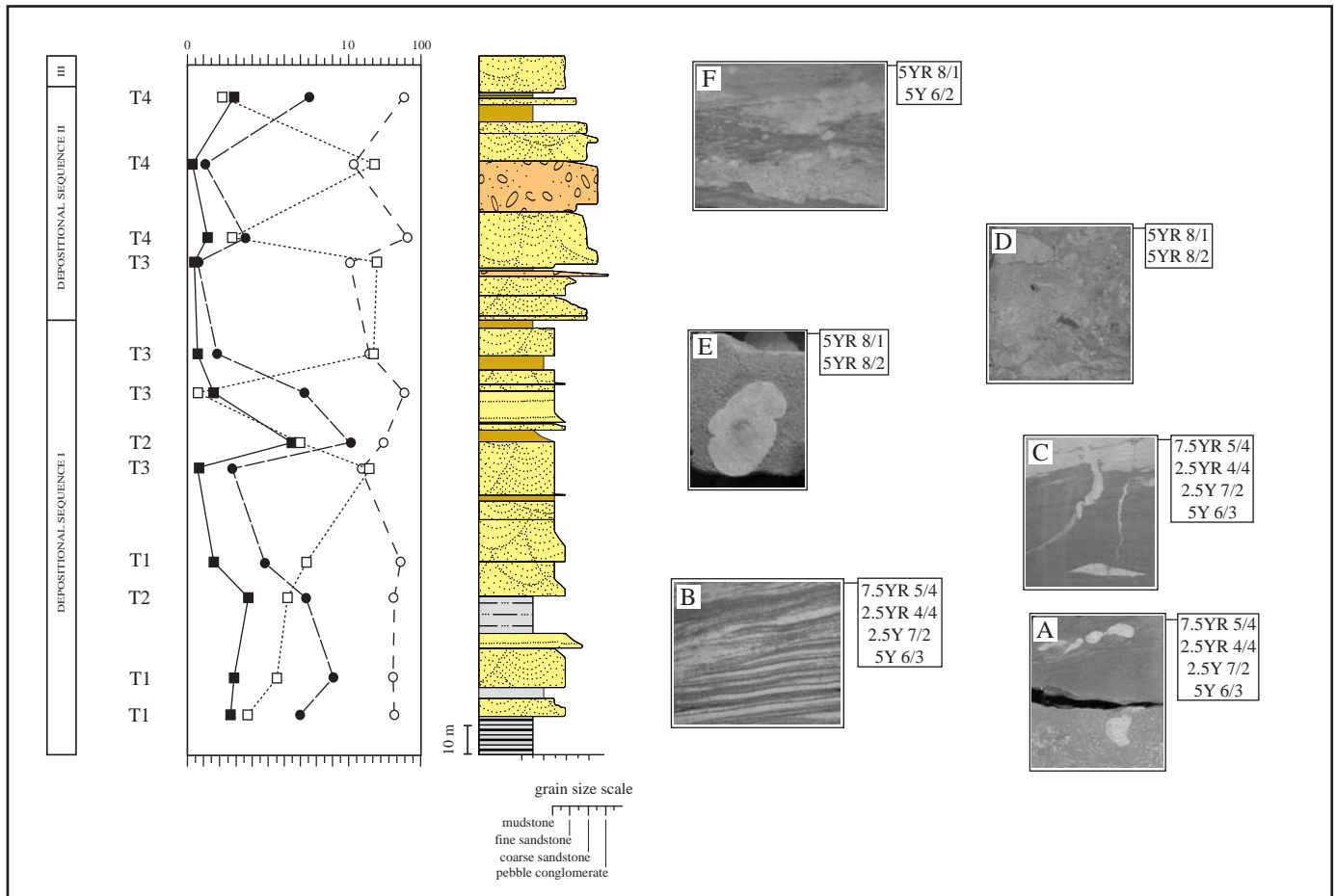
Figura 3



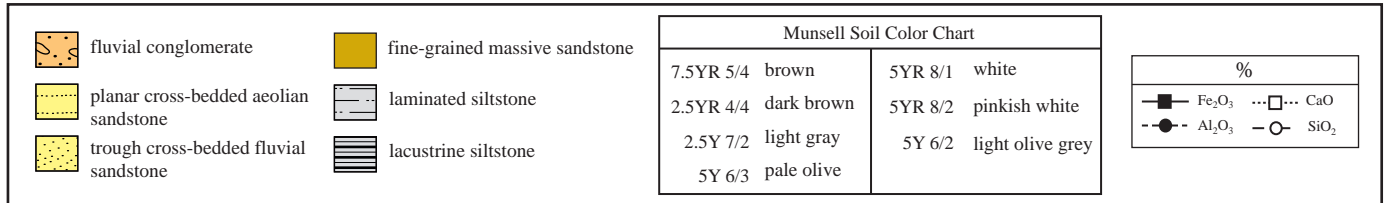
THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 4



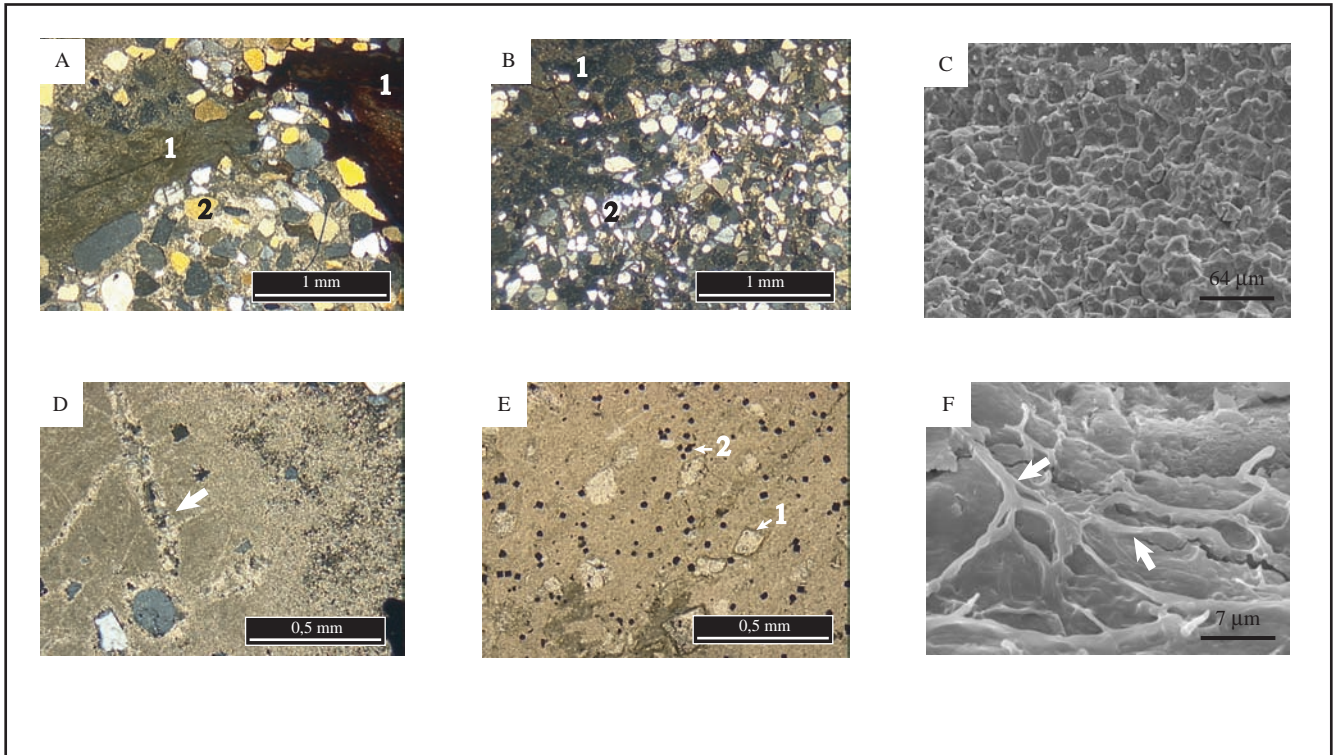
LEGEND



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 5



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 6

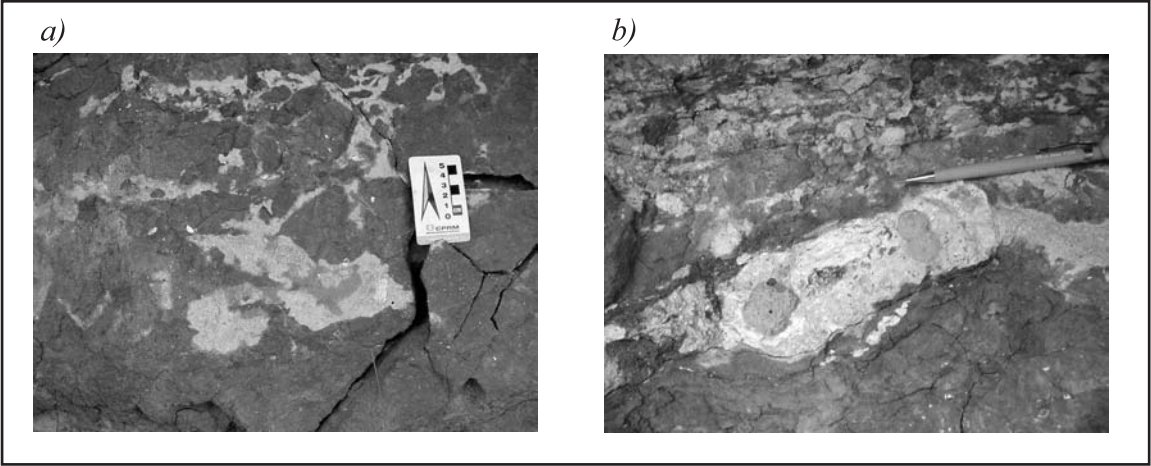


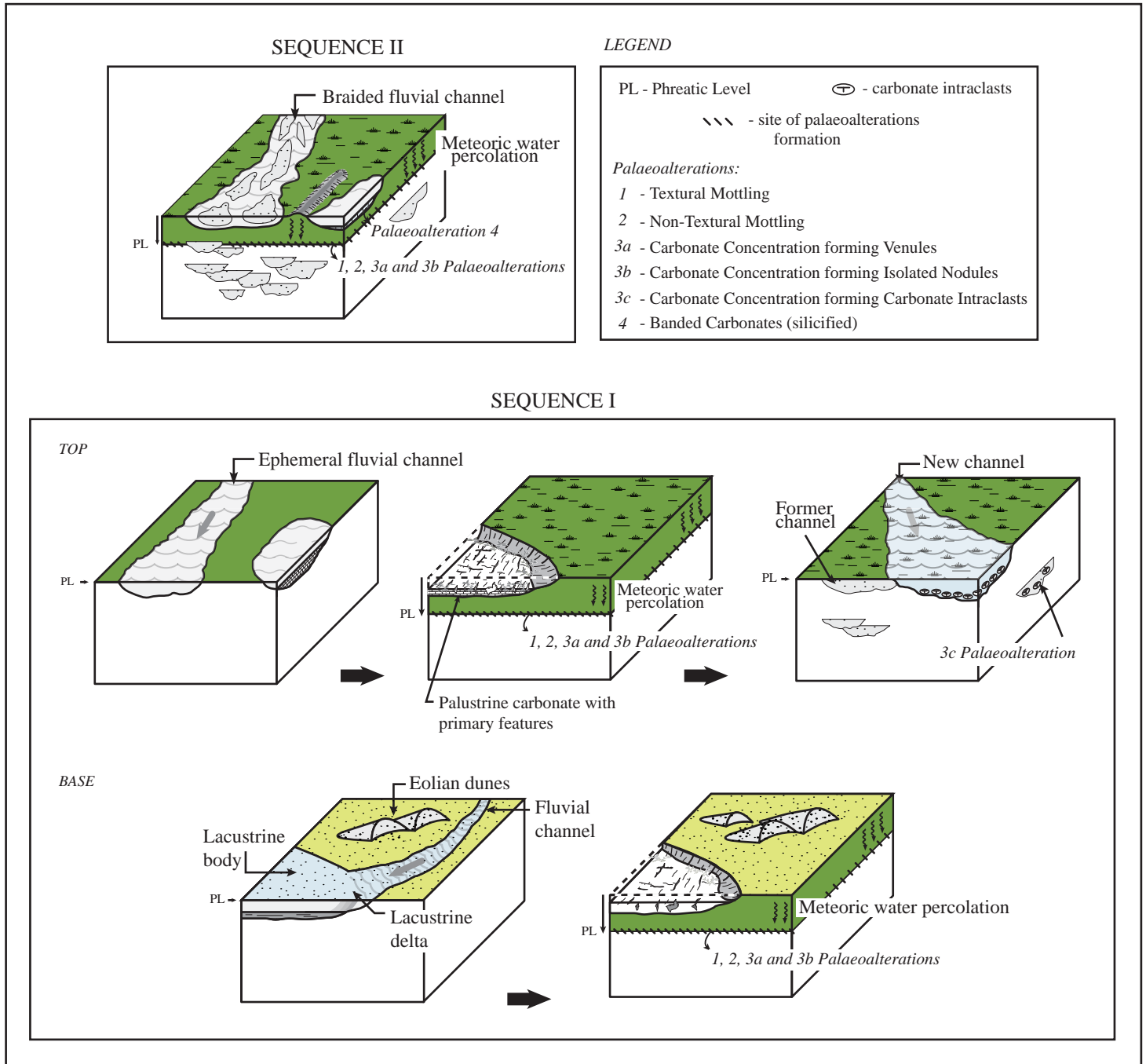
Figura 7



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

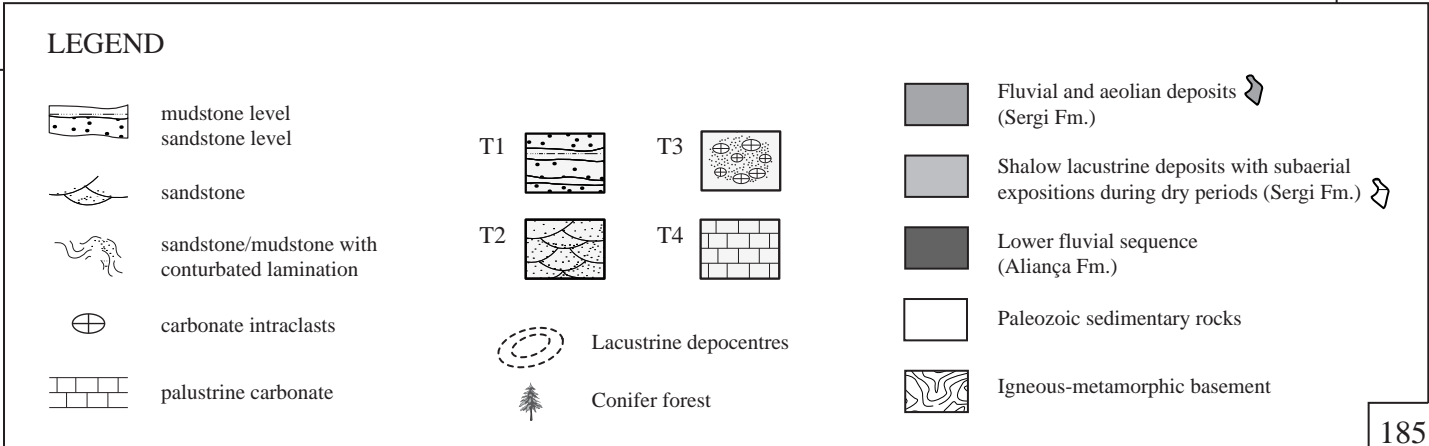
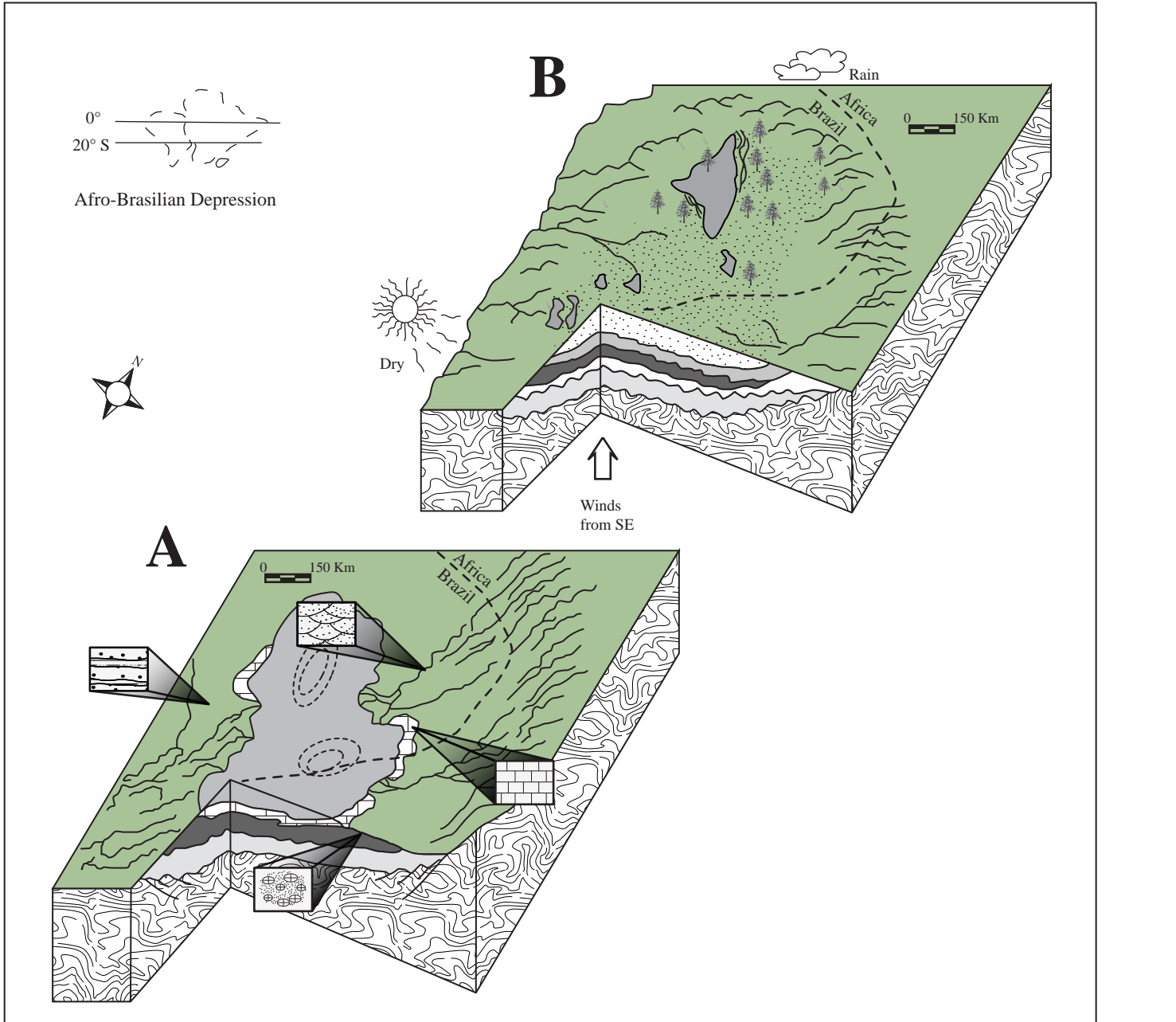
Figura 8



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 9



THE SERGI FORMATION PALAEOALTERATIONS: MACROSCOPIC, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC (C, O, Sr) CHARACTERIZATION (JURASSIC-CRETACEOUS, RECÔNCAVO BASIN, NE BRAZIL).

Pierini, C. et al. (inédito)

Figura 10

