

TONSTEINS DA FORMAÇÃO RIO BONITO NO DEPÓSITO DE CARVÃO CANDIOTA, RS.

SÉRGIO LUÍS FABRIS DE MATOS¹, JORGE KAZUO YAMAMOTO², JORGE HACHIRO³
 & ARMANDO MÁRCIO COIMBRA (IN MEMORIAM)

ABSTRACT *TONSTEINS OF THE RIO BONITO FORMATION IN THE CANDIOTA COAL DEPOSIT, RS.* Tonsteins are the most notable and conspicuous chrono-stratigraphic markers known in sedimentary sequences. They are actual chronosurfaces due to their instantaneous formation in the geological time table scale. Considering the mineralogical composition and stratigraphic behavior of the tonsteins of the Candiota Coalfield, southernmost Brazil, it was possible for the first time to demonstrate that they were originally of fine pyroclastic-fall material, transported by wind over Permian deposition areas of the Paraná Basin. The tonsteins are nowadays composed of kaolinite, originated from post sedimentary transformation of volcanic glass. The transformation of volcanic glass to kaolinite was favored by organic acids coming from coal-bearing beds. Scattered in the kaolinitic mass, accessory minerals such as euhedral zircon, beta-quartz paramorph and apatite are considered as pyroclastic minerals preserved during diagenesis. The occurrence of these minerals confirms the origin of Rio Bonito Formation tonsteins as deposits transformed from tephra. On the other hand, pyrite associated with fossil vegetal remains scattered in tonsteins are considered authigenic. The lateral continuity of beds for more than ten kilometers with small thickness variation of the tonsteins is considered as typical of distal pyroclastic-fall deposits. The occurrence of several tonstein beds interlayered with coal beds indicates several episodes of tephra sedimentation, represented by ash and dust, during a period of time corresponding to Paraná Basin coal beds.

Keywords: tostein, coal, Permian, Paraná basin.

RESUMO Os tonsteins são os mais notáveis e conspícuos marcos estratigráfico-temporais conhecidos em sucessões sedimentares. Representam verdadeiras ‘superfícies temporais’ graças a sua formação instantânea na escala do tempo geológico. Considerando a composição mineralógica e o comportamento estratigráfico dos tonsteins do Depósito de Carvão Candiota (Permiano), foi possível pela primeira vez demonstrar que se tratam de depósitos formados pela queda de material piroclástico fino em suspensão na atmosfera, sobre áreas de deposição da Bacia do Paraná. Estes tonsteins são compostos atualmente por caulinita, originada da alteração pós-sedimentar do vidro vulcânico. A alteração do vidro para caulinita foi favorecida pela presença de ácidos orgânicos provenientes das camadas de carvão. Dispersiones na massa caulinitica ocorrem zircão euhedral, pseudomorfos de quartzo-beta e apatita, considerados como minerais piroclásticos preservados durante a diagênese. A ocorrência destes minerais e a continuidade lateral das camadas por dezenas de quilômetros, com variação mínima de espessura, confirmaram a origem dos tonsteins da Formação Rio Bonito associada a depósitos distais de tefra transformados. Por outro lado, as piritas associadas a fragmentos de carvão dispersos nos tonsteins foram consideradas autógenicas. A ocorrência de leitos de tonsteins intercalados nas camadas de carvão indica várias fases de sedimentação de tefra nas frações cinza e pó durante o período de tempo correspondente à deposição do intervalo portador de carvão da Bacia do Paraná.

Palavras-chave: tostein, carvão, Permiano, Bacia do Paraná

INTRODUÇÃO *Tonstein* é geralmente uma camada não-marinha, de composição caulinítica, derivada de depósitos distais de cinzas vulcanogênicas, acumulados sobre antigas turfeiras (Bohor & Triplehorn 1993). A caulinita é o argilomineral mais comum em camadas de carvão, ocorrendo de diversas formas: preenchendo vazios de vegetais, como agregados isolados ou como camadas de espessura centimétrica a subcentimétrica de grande continuidade lateral, conhecidas por *tonsteins* (Diessel 1992).

As camadas de *tonstein* são originadas em eventos instantâneos na escala de tempo geológico, podendo, por isto, serem usadas como *data isócronos*. São verdadeiras superfícies temporais, úteis na correlação estratigráfica de eventos (Huff *et al.* 1992).

Este artigo apresenta evidências da origem piroclástica dos *tonsteins* intercalados nos leitos de carvão da Formação Rio Bonito na área do Depósito de Carvão Candiota (Fig. 1). As principais evidências que deram suporte a esta interpretação foram o comportamento estratigráfico e as características texturais e mineralógicas, as quais demonstraram que os *tonsteins* do Depósito de Carvão Candiota, outrora interpretados como acúmulos de material terrígeno (e.g. Della Fávera *et al.*, 1992), são produtos da alteração, compactação e transformação de camadas de tefra. Tufos da mesma idade já foram relatados em outras bacias sul-americanas como as de Paganzo, Calingasta-Uspallata e San Rafael (López-Gamundi *et al.* 1992).

A existência de *shards* e junções de bolhas em diversas unidades estratigráficas permianas da Bacia do Paraná foram descritas por Coutinho *et al.* (1988), corroborando com a presente hipótese da proveniência dos *tonsteins* associar-se à atividade vulcânica que originou a tefra depositada no período.

O Depósito de Carvão Candiota é localizado no extremo sul do Brasil, na porção meridional do Estado do Rio Grande do Sul, próximo da fronteira com a República Oriental do Uruguai (Fig. 1).

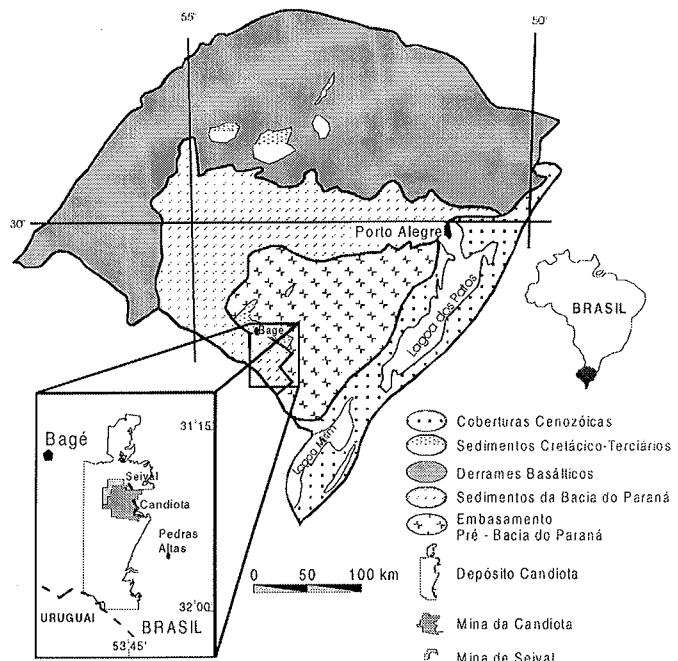


Figura 1 – Localização da área explorada do Depósito de Carvão Candiota no sul do Estado do Rio Grande do Sul as áreas das minas Candiota e Seival.

- 1 - Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562, CEP 05.508-900, São Paulo, SP, Brasil. (sergio.fabris@pangeo.com.br)
- 2 - Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562, CEP 05.508-900, São Paulo, SP, Brasil. (jkyamamo@usp.br)
- 3 - Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562, CEP 05.508-900, São Paulo, SP, Brasil. (jhachiro@usp.br)

As mais importantes exposições do intervalo portador de carvão estão localizadas nas regiões centro e leste do Depósito de Carvão Candiota. Nestas regiões, as camadas de carvão estão mais próximas da superfície e por isso lá estão instaladas as mais importantes minas de carvão: Candiota e Seival. Nas frentes de lavra destas minas encontram-se os principais afloramentos de *tonsteins*.

ASPECTOS GEOLÓGICOS

ASPECTOS GEOLÓGICOS O principal intervalo portador de carvão da Bacia do Paraná pertence à Formação Rio Bonito do Grupo Guatá, ocorrendo nas porções central e sul da bacia (Fig. 2). A inconformidade basal da Formação Rio Bonito constitui-se no limite de uma seqüência de segunda ordem do tipo 1, a qual compreende ainda o restante do Grupo Guatá (Formação Palermo), o Grupo Passa Dois (Della Fávera *et al.* 1992, Della Fávera 1995) e parte do Grupo São Bento, sendo seu limite superior marcado pelo topo da Formação Pirambóia (Matos & Coimbra 1997). A inconformidade basal está associada a uma queda do nível do mar, com erosão da porção superior do Grupo Itararé. O limite superior corresponde ao final da deposição da Formação Pirambóia e marca o fim da deposição associada a um mar epicontinental.

A Formação Rio Bonito registra inicialmente um Trato de Sistemas de Mar Baixo seguido por um Trato de Sistemas Transgressivo, no qual os mais importantes leitos de carvão foram depositados. O Trato de Sistemas Transgressivo pode ser dividido em três para seqüências: a primeira composta por arenitos que estão em *onlap* sobre o Trato de Sistemas de Mar Baixo , a segunda, recobrindo a primeira, formada por tempestitos e um sistema de ilha barreira-laguna onde a maioria dos leitos de carvão foram formados e a terceira, que recobre o sistema de ilha barreira-laguna com conjuntos de ciclos tempestíticos (Della Fávera 1995).

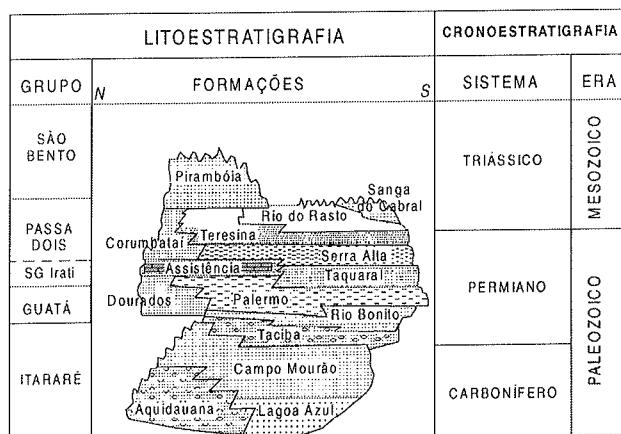


Figura 2 - Litoestratigrafia do Neopalaeozóico da Bacia do Paraná, adaptada de Milani et al. 1994, com a incorporação das propostas de Riccomini et al. (1984), Matos (1995), Hachiro (1996), Matos & Coimbra (1997). Subgrupo=SG

Dentre os leitos de carvão do Depósito de Carvão Candiota destaca-se a Camada Candiota, a qual pode ser encontrada ao longo de praticamente todo o depósito (Aboarrage & Lopes 1986). Ela é composta por dois bancos de carvão com cerca de um metro de espessura ou mais, separados por uma camada de pelito de cor creme denominada de Argilito Interbancos com até um metro de espessura. O Banco Superior foi formado em áreas baixas e freqüentemente inundadas. O Banco Inferior foi formado em áreas baixas e úmidas com períodos de inundação. O Argilito Suprabancos, outra camada de argilito de cor creme, recobre o Banco Superior, apresentando espessura em torno de 1 m. (Fig. 3A). A deposição dos bancos de carvão ocorreu principalmente nas margens continentais da laguna, as quais eram mais protegida do mar aberto. As camadas de argilito depositaram-se principalmente nas porções mais centrais da laguna e recobriram os bancos de carvão durante o processo de inundação. Esta inundação estava associada ao processo de transgressão marinha (Alves & Ade 1996) que tinha curso na época e provocava a retrogradação das fácies (Matos 1999).

TONSTEINS DO DEPÓSITO DE CARVÃO CANDIOTA As camadas de *tonsteins* intercaladas nas camadas de carvão da Formação

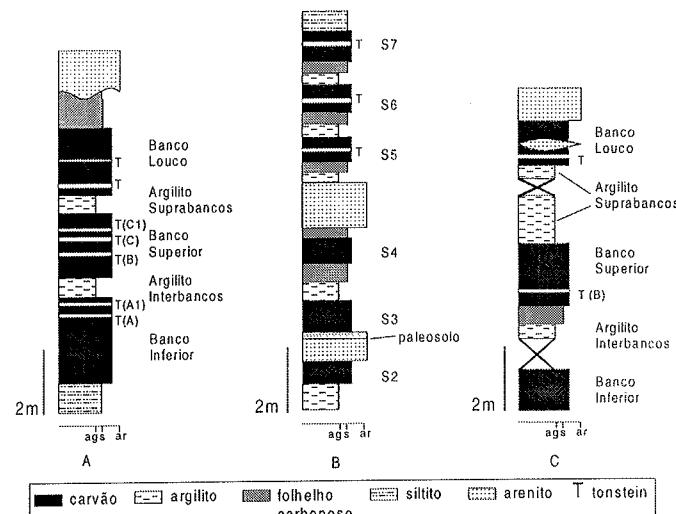


Figura 3 - A - seção típica da Camada de Carvão Candiota na área das minas Candiota e Seival; B - seção do conjunto superior de bancos de carvão do afloramento do km 146,4, BR 293, direção Pelotas-Bagé. C - seção do afloramento do km 152 da BR 293, onde as seguintes camadas estão expostas: Banco Louco, Argilito Suprabancos e Camada de Carvão Candiota. As camadas de tonstein identificadas por T estão representadas com exagero vertical (texturas: ag=argila, s=silte, ar=areia).

Rio Bonito apresentam cor cinza clara, as vezes amarelada, e contêm alguns fragmentos de carvão e evidências de fitoturbação. A Camada de Carvão Candiota, especialmente nas áreas das minas Candiota e Seival, apresenta cinco camadas de *tonsteins* (Fig. 3A), três das quais foram primeiramente descritas por Corrêa da Silva (1973):

- *Tonstein A* – intercalado no Banco Inferior de carvão, ocorrendo 30 cm abaixo do topo do banco com espessuras entre 6 e 10 cm;
 - *Tonstein B* – intercalado no Banco Superior de carvão, entre 60 e 80 cm do topo do banco, com espessuras entre 5 e 8 cm;
 - *Tonstein C* – intercalado no Banco Superior de carvão, entre 30 e 50 cm do topo do banco, com espessuras entre 2 e 3 cm.

As outras duas camadas de *tonstein*, com espessuras entre 5 e 10 mm, foram descritas por Matos (1999):

- *Tonstein A1* – ocorre intercalado no Banco Inferior de carvão, 20 cm acima do *tonstein A*;
 - *Tonstein C1* – ocorre intercalado no Banco Superior de carvão, 10 cm acima do *tonstein C* (Fig. 3A)

No Banco Louco, nome do banco de carvão de ocorrência errática sobre o Argilito Suprabancos, ocorrem duas camadas de *tonstein*: a primeira com até 5 cm de espessura, que intercala-se na porção média do banco, e a segunda, com espessura de até 1 cm, ocorre acima da mais espessa, sendo separadas por camada de carvão com espessura variável (Fig. 3A).

Três outras camadas de *tonstein* foram reconhecidas intercaladas em outros bancos de carvão: em frente de lavra da Mina de Seival nas 5^a e 6^a camadas de carvão acima da Camada de Carvão Candiota (S5, S6 - Figuras 4 e 5), no afloramento do km 147.5 da BR 293 (Pelotas-Bagé) nas 5^a, 6^a e 7^a camadas de carvão acima da Camada de Carvão Candiota (S5, S6, S7 - Figuras 4 e 3B).

Os *tonsteins* apresentam notável comportamento estratigráfico na área do depósito, como contatos abruptos com as camadas de carvão e grande continuidade lateral sem alterações substanciais na sua espessura e composição. Esta continuidade lateral foi verificada por mais de 20 km, onde os *tonsteins* C e B do Banco Superior de carvão da Camada de Carvão Candiota e o *tonstein* mais superior do Banco Louco foram observados em pontos separados por até 10 km (pontos 1, 2, e 5) Figura 4 e Figura 6. Particularmente o *tonstein* B e o *tonstein* mais superior do Banco Louco foram observados entre pontos distantes a 22 km (Ponto 3) Figura 4 e Figura 3C. Os *tonsteins* dos bancos de carvão S5 e S6 foram reconhecidos em pontos distantes 11 km um do outro (Pontos 2 e 4) Figura 4.

PREPAREACÃO DAS AMOSTRAS

PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS A natureza vulcânica do material que deu origem aos *tonsteins* pode ser identificada pela análise

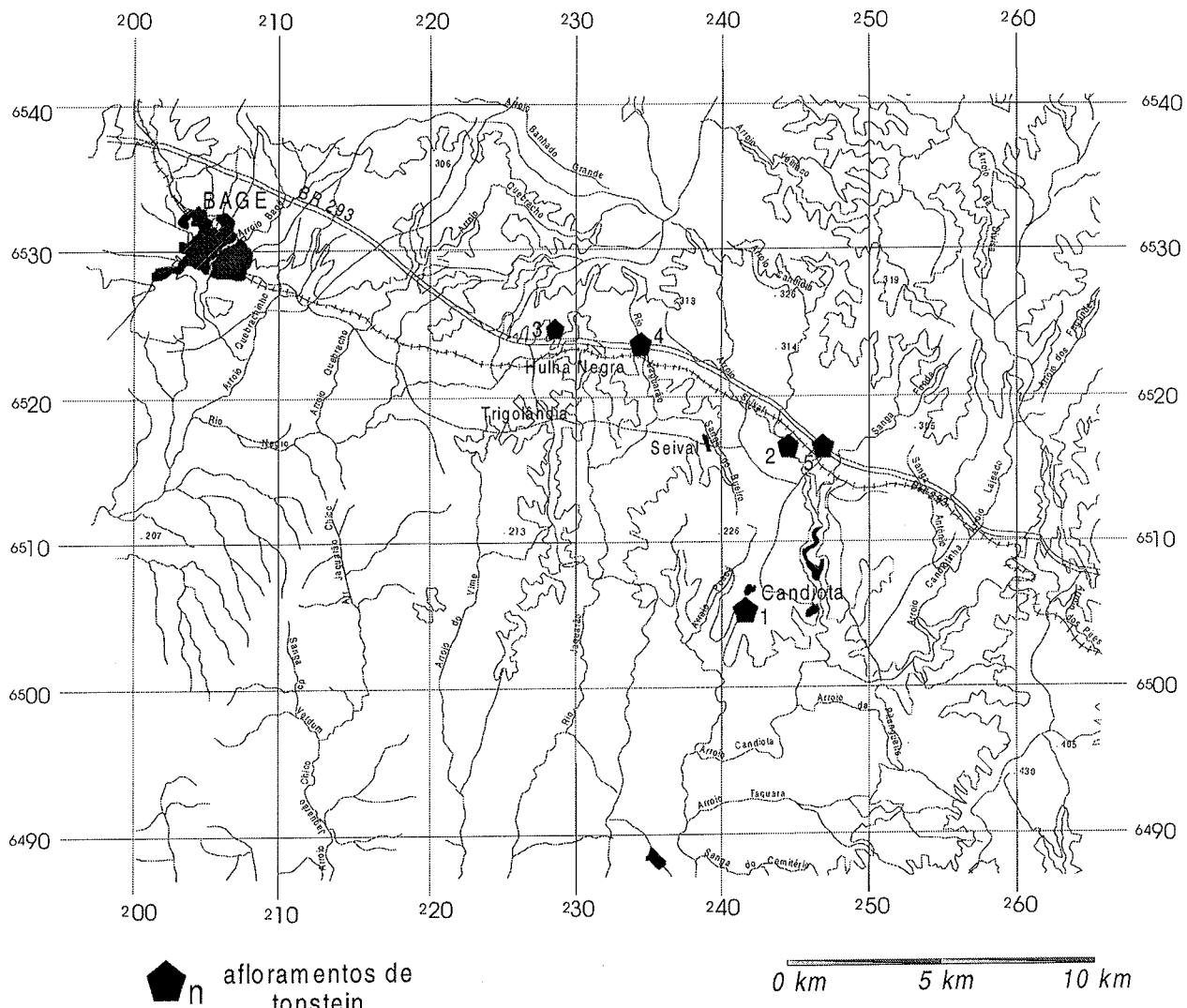


Figura 4 - Distribuição dos afloramentos de tonstein. Ponto 1 – tonsteins A, B e C da Camada de Carvão Candiota e do Banco Louco; Ponto 2 – tonsteins B e C da Camada de Carvão Candiota, do Banco Louco e das camadas S5 e S6; Ponto 3 – tonstein B da Camada de Carvão Candiota e tonstein superior do Banco Louco; Ponto 4 – tonsteins das camadas S5, S6 e S7; Ponto 5 – tonsteins do Banco Louco.

lise conjunta de sua mineralogia e textura. Segundo Bohor & Triplehorn (1993), a caulinita presente em *tonsteins* resulta da alteração *in situ* de vidro vulcânico, principalmente pela ação de ácidos húmicos que percolam a tefra e provém do material orgânico. Além disso, alguns minerais podem preservar suas formas primárias, não sendo afetados pelo processo de transformação pós-deposicional, entre eles: quartzo, sanidina, zircão euedral, biotita, rutilo, ilmenita, magnetita, apatita e allanita (Bohor and Triplehorn, 1993). Bolhas de vidro, ou *shards* de lapillis, alterados para caulinita, podem servir como evidência da origem vulcânica do material.

Os *tonsteins* que ocorrem no Depósito de Carvão Candiota foram processados no laboratório seguindo os passos propostos por Bohor & Triplehorn (1993), devidamente adaptados para as características particulares do material coletado.

Incialmente foram separadas as frações argilosa e não-argilosa. Da fração não-argilosa foram separados os minerais leves dos pesados, obedecendo as seguintes etapas: a) desagregação manual de *tonsteins*, com sua dispersão em água e desmontagem com pistilo de borracha, procedimento utilizado para minimizar a quebra de cristais; b) bateamento em batéia cônica ou concentração em mesa vibratória; c) separação de minerais magnéticos com imã; d) separação de minerais pesados pela retenção em líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metila).

As frações leve e pesada foram então observadas em lupa e em microscópio eletrônico de varredura. A fração argilosa foi submetida à difração de raios X.

MINERALOGIA DOS TONSTEINS Visando a separação dos minerais que preservaram suas características mesmo durante os pro-

cessos de transformação da tefra dos que são produtos de transformações pós-deposicionais, os minerais identificados foram classificados em duas categorias: autigênicos (secundários) e piroclásticos (primários).

Minerais autogênicos CAULINITA As análises por difração de raios X revelaram que a caulinita é o argilomineral predominante nas camadas de *tonstein*. Os longos picos de base estreita demonstraram sua boa cristalização (Fig. 7). Ao Microscópio Eletrônico de Varredura foi confirmada a boa cristalização, na forma de plaquetas e agregados vermiculares (Fig. 8A). Estas formas de cristalização da caulinita são evidências da sua origem autogênica por transformação do vidro vulcânico das tefras após o soterramento por matéria orgânica no sítio de deposição.

PIRITA É um mineral freqüente, disseminado em pequenas quantidades nas formas de pequenos cristais isolados ou agregados framboidianos. Estas duas formas estão associadas aos pequenos fragmentos de carvão encontrados nos *tonsteins* (Fig. 8B). Ribeiro Filho & Mussa (1977) identificaram pirita autigênica em diversas outras camadas de carvão permianas da Bacia do Paraná.

Minerais Piroclásticos ZIRCÃO Os zircões encontrados nos *tonsteins* da Camada de Carvão Candiota apresentam-se hialinos e bem cristalizados, predominando as formas euedrais alongadas com ausência de arredondamentos de arestas e estrias nas faces (Fig. 8C). Secundariamente ocorrem zircões equidimensionais (Fig. 8D).

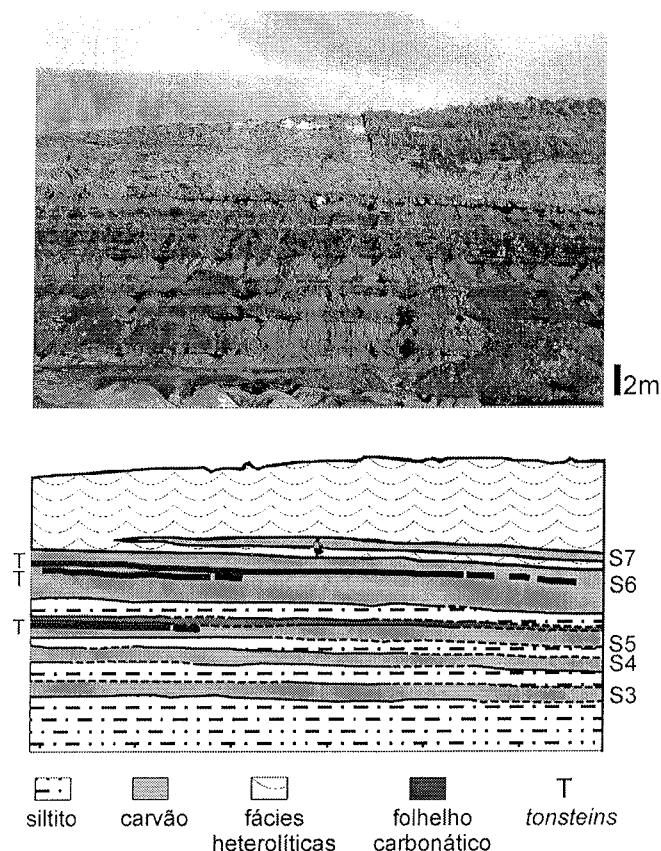


Figura 5 - Frente de lava abandonada da mina de Seival, onde está exposto o conjunto de bancos de carvão que ocorre acima da Camada de Carvão Candiota. Nas Camadas S5 e S6 foram observados tonsteins.

QUARTZO Cristais bipiramidais de quartzo sem desenvolvimento de faces prismáticas foram encontrados nos tonsteins da Camada de Carvão Candiota. Eles foram interpretados como pseudomorfos de quartzo de alta temperatura, quartzo-beta, os quais foram posteriormente convertidos a quartzo-alfa, de temperaturas abaixo de 573º C. Segundo Blatt et al. (1980), o quartzo-beta está associado à eventos vulcânicos explosivos, ricos em voláteis que favorecem o desenvolvimento da morfologia euedral (Fig. 8E).

APATITA A apatita ocorre como cristais prismáticos euedrais (Fig. 8F) e, a sua presença é rara. Para Bohor & Triplehorn (1993), a apatita pode ser geralmente alterada por ácidos percolantes eliminando os vestígios do mineral. Nas camadas estudadas a alteração da apatita parece não ter sido eficiente.

ORIGEM DOS TONSTEINS Inicialmente, os tonsteins da Camada de Carvão Candiota foram interpretados por Corrêa da Silva (1973) como sedimentos de origem clástica, deslocados por via aquosa. Nesta interpretação de Corrêa da Silva (1973), os cristais bem formados de caulinita seriam resultado de processo de neomorfismo de material originalmente clástico. Nesta mesma linha, Della Fávera et al. (1992) propuseram que os tonsteins da Camada de Carvão Candiota seriam possíveis marcos paleoclimáticos associados a períodos secos, onde a quantidade de argila detritiva excedia a quantidade de matéria orgânica sedimentada. Assim, as camadas de argila teriam sido depositadas após a precipitação em meio aquoso, preferencialmente sem grandes agitações.

Entretanto, as seguintes evidências demonstraram a origem dos tonsteins como depósitos distais de tefras, transportadas em suspensão na atmosfera:

- extensão lateral por dezenas de quilômetros, com variações mínimas na espessura e nas características texturais e estruturais;
- contatos predominantemente abruptos com as camadas de carvão;
- tonsteins compostos por caulinita vermicular, resultante da transformação do vidro vulcânico em condições ácidas. Este processo de

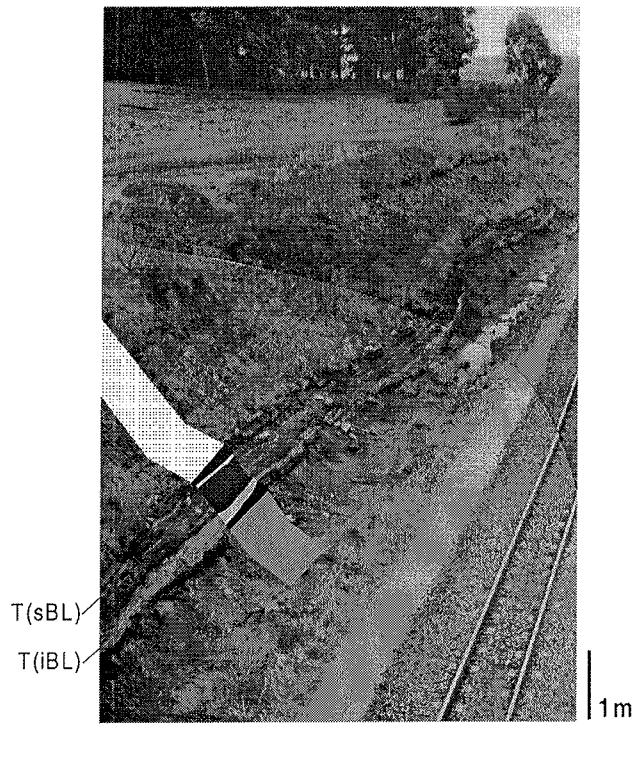


Figura 6 - Afloramento do Banco Louco expõe duas camadas de tonstein em corte da estrada de ferro Bagé-Pelotas, próximo ao cruzamento com a via de acesso à mina da Candiota.

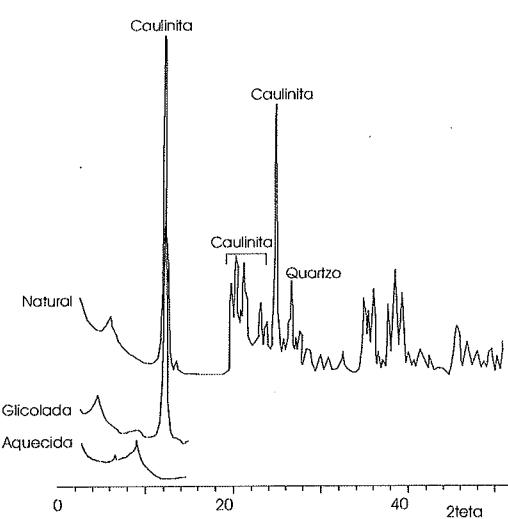


Figura 7 - Difração de raios X do tonstein da Camada de Carvão Candiota

transformação é explicado por Bohor & Triplehorn (1993), onde o vidro vulcânico reage com a água gerando silicato de alumínio, deixando cátions em solução. Sob condições ácidas, onde compostos orgânicos catalíticos estão disponíveis, o silicato de alumínio hidratado pode ser transformado em caulinita;

- a predominância de zircões alongados, a ausência de estrias e de evidências de arredondamento nestes e ainda a ausência de concentrações ao longo da camada (paleoplacer), são mais características de depósitos de materiais piroclásticos (Dopita and Kralik, 1977 apud Bohor and Triplehorn, 1993);

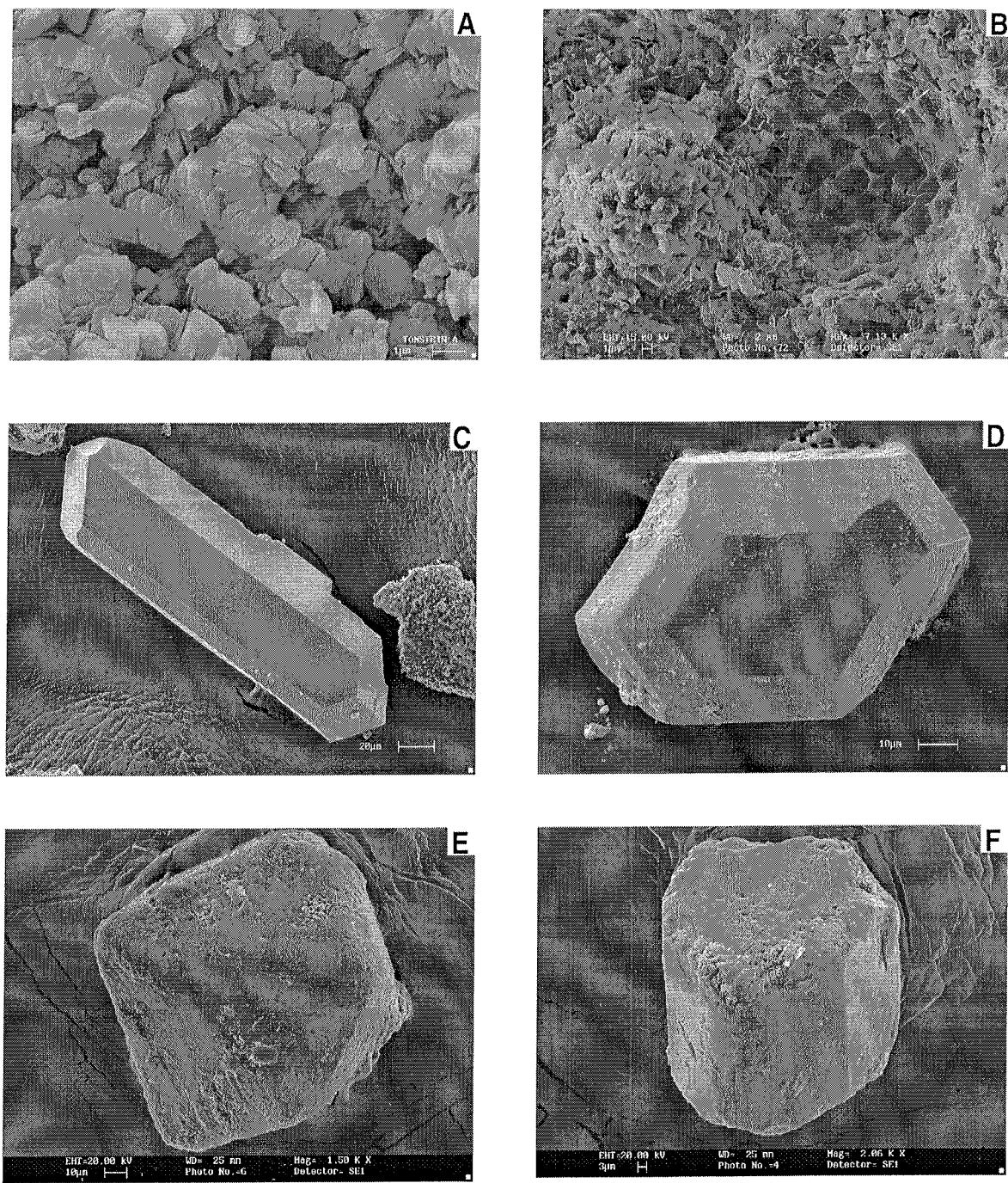


Figura 8 - Imagens obtidas ao MEV: A-Caulinita Vermiforme (tonstein A – Camada de Carvão Candiota); B-Pirita framboidal associada a carvão; C-Zircão eudral alongado com arestas preservadas e sem estrias superficiais (tonstein A – Camada de Carvão Candiota); D- Zircão equidimensional (tonstein A – Camada de Carvão Candiota); E- Paramorfo de quartzo-beta (tonstein C – Camada de Carvão Candiota); F-Apatita (tonstein A – Camada de Carvão Candiota).

- os paramorfos de quartzo-beta indicam a formação inicial do cristal em altas temperaturas, mais típicas de processos vulcânicos explosivos riolíticos (Izett 1981).

Em processos vulcânicos explosivos, as cinzas e pó, as frações mais finas da tefra, ficam em suspensão por longos períodos, principalmente quando são elevadas até a estratosfera (Hay 1996). Impulsionada por correntes atmosféricas, a pluma formada pelas cinzas e pó pode ser deslocada por centenas ou ainda milhares de quilômetros antes de ocorrer sua queda. No caso do Depósito de Carvão Candiota, cinzas e pó acumularam-se e se preservaram como camada nas margens da laguna protegidas do mar por barreiras.

Shards e junções não foram ainda encontrados no material coletado dos *tonsteins* provavelmente devido a eficiente transformação do

vidro vulcânico ocorrida nestes. Por outro lado, os *shards* e junções foram encontrados por Coutinho *et al.* (1988) em siltitos, não associados às camadas de carvão. Coutinho *et al.* (1988) interpretaram os *shards* como gerados em vulcanismo riolítico com temperaturas maiores que 870°C., temperatura na qual se formam as bolhas aerodinâmicas de vidro e gases (Izett 1981).

VULCANISMO PERMIANO Devido à ausência de feldspatos preservados, tornou-se difícil precisar a origem do material piroclástico. Até o momento foi possível apontar algumas possíveis fontes para o material piroclástico encontrado nos *tonsteins* do Depósito de Carvão Candiota, com base na idade destes.

A idade atribuída à Camada de Carvão Candiota pelo seu conteúdo fóssil (Corrêa da Silva 1993 e Kalkreuth *et al.* 1997) é a da transição

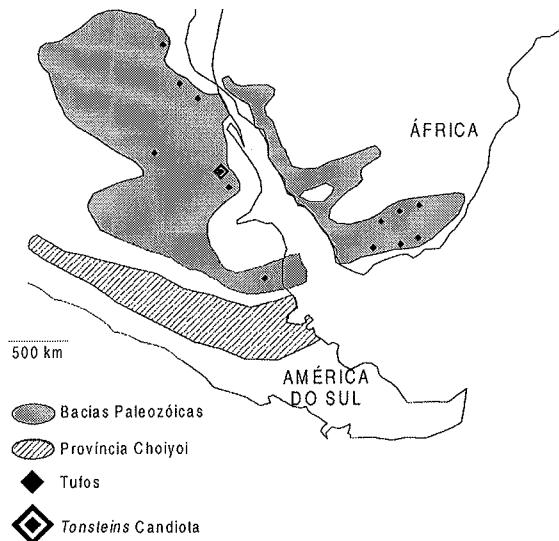


Figura 9 - Ocorrências de tufos Neopaleozóicos em bacias intracratônicas do Gondwana e a província granítico-riolítica, provável fonte do material piroclástico (modificado de Lopez-Gamundi 1994 e Kay et al. 1989).

entre o Eopermiano e o Neopermiano (Artinskiano-Kunguriano). Estas idades indicam que os *tonsteins* estudados estão inclusos no contexto do conjunto de tufos permianos encontrados em diversas bacias permianas sul-americanas, como San Rafael, Calingasta-Uspallata (López-Gamundi et al. 1992), Sauce Grande (López-Gamundi 1994) e Pangazo (Visser & Praekelt 1996).

Coutinho et al. (1988) atribuem ao vulcanismo paleozóico tardio da província das Sierras Pampeanas (Argentina) a origem dos *shards* encontrados nas rochas permianas da Bacia do Paraná. Bangert et al. (1997) também consideraram o vulcanismo das Sierras Pampeanas como a mais provável fonte das cinzas e pó que originaram os tuhos

eopermianos do Grupo Dwyka da Bacia Principal do Karoo (África).

Milani & Ramos (1998) correlacionaram os *shards* encontrados por Coutinho et al. (1988) com o evento Choiyoi, o qual ocorreu durante o Permiano. A Província Choiyoi, como é conhecido o conjunto de registros do evento de mesmo nome, é constituída por granitos e riolitos que ocupam a porção sul do continente sul americano (Kay et al. 1989). Esta província granítico-riolítica estende-se desde o noroeste da Argentina até a porção central do Chile.

CONCLUSÕES As relações estratigráficas, a composição mineralógica e a textura dos *tonsteins* provam sua origem vulcânica, ao invés de uma origem clástica terrígena. Os *tonsteins* foram formados durante o evento Choiyoi, quando foram acumulados depósitos de material piroclástico. Ainda durante este evento foram disseminados os *shards*. O material piroclástico colocado em suspensão na atmosfera durante eventos vulcânicos explosivos foi transportado por grandes distâncias pela atmosfera até as antigas áreas de deposição do paleocontinente gondwaniano. A preservação do material piroclástico acumulado foi possível nas áreas marginais de lagunas protegidas do mar aberto por barreiras arenosas. Nestes sítios, após a deposição de cinzas e pó, a deposição de matéria orgânica foi retomada sem prejuízo da integridade do depósito piroclástico. Após o recobrimento pela matéria orgânica, deu-se início o processo de transformação do material vulcânico.

Além das evidências físicas, as idades inferidas pelos palinomorfos presentes nos bancos da Camada de Carvão Candiota indicam que a deposição dos *tonsteins* coincide com o período de atividade vulcânica ácida na América do Sul, a qual também pode estar registrada nas bacias sedimentares permianas da África (Fig. 9).

Agradecimentos Ao Prof. Armando Márcio Coimbra por sua importante participação nos trabalhos de campo e nas interpretações sobre a origem dos *tonsteins*; à FAPESP pelo suporte financeiro (Processo FAPESP 95/8812-4); ao CNPq (Processo CNPq 142302/1995-3) pela bolsa de doutorado do primeiro autor; a S.A. Iwata e G.M. Garda e a dois revisores anônimos da RBG pelas sugestões. Este artigo foi baseado na tese de doutoramento do primeiro autor, apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Referências

- Aboarrage A.M. & Lopes R.C. 1986. Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná. Porto Alegre, DNPM/CPMR. 18 v.
- Alves R.G. & Ade V.B. 1996. Sequence stratigraphy and coal petrography applied to the Candiota Coal Field, Rio Grande do Sul, Brazil: A depositional model. *Coal Geology*, 30: 231-248.
- Bangert B., Lorenz V., Armstrong R. 1997. Bentonitic tuff of the Permo-Carboniferous Dwyka Group in southern Africa: volcaniclastic deposits as ideal time markers. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1A):18-19.
- Bohor B.F. & Triplehorn D.M. 1993. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. Geological Society of America Special Paper 285, 42p. CLARK I. 1979a. The semivariogram - Part I. *Engineering & Mining Journal*, 180:90-94.
- Blatt H., Berry W.B.N., Brande S. 1980. *Principles of stratigraphic analysis*. Oxford. Blackwell. 512p.
- Corrêa da Silva Z.C. 1973. On Tonstein in the Candiota Mine, Rio Grande do Sul, Brazil. In: Congrès International de Stratigraphie de Géologie du Carbonifère, 7. Krefeld, 1973. Compte Rendu. Krefeld. b. II p. 287-295.
- Corrêa da Silva Z.C. 1993. Candiota coalfield: a world class Brazilian coal deposit. *International Journal of Coal Geology*, 23:103-116.
- Coutinho J.M.V., Hachiro J., Coimbra A.M., Santos P.R. 1988. Ash Fall-derived Vitroclastic Tuffaceous Sediments in the Permian of the Paraná Basin and their Provenience. In: ULRICH H.E. & ROCHA CAMPOS A.C. (eds.) *Gondwana Seven Proceedings*. São Paulo. IG-USP. p.147-160.
- Della Fávera J.C., Chaves H.A.F., Pereira E., Câmara Filho L.M., Medeiros M.A.M. 1992. Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro. UERJ/DGG/LABC. 10 Curso de Análise de Bacias, 68p.
- Della Fávera J.C. 1995. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna-Notas de Aula*. Rio de Janeiro. UERJ. 165p.
- Diessel C.F.K. 1992. *Coal-bearing depositional systems*. Berlin. Springer-Verlag. 721p.
- Hachiro J. 1996. O Subgrupo Iratí (Neopermiano) da Bacia do Paraná. (Tese de Doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para a obtenção do grau de Doutor em Geociências) 182p.
- Hay W.W. 1996. Tectonics and Climate. *Geol. Rundsch.* 85:409-437.
- Huff W.D., Bergstrom S.M., Kolata D.R. 1992. Gigantic ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: biological, tectonomagnetic and event-stratigraphic significance. *Geology* 20:875-878.
- Izett G.A. 1981. Volcanic Ash Beds: Recorders of Upper Cenozoic Silicic Pyroclastic Volcanism in the Western United States. *Journal of Geophysical Research* 86(B11):10200 - 10222.
- Kay S.M., Ramos V.A., Mpodeoziz C., Sruoga P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17:324-328.
- Kalkreuth W., Holt M., Cazzulio-Klepzig M., Marques-Toigo M., Utting J., Semkiwa P. 1997. A comparative study of the geology, petrology and palynology of Permian coals in Tanzania and southern Brazil: implications for coal formation. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1A):18-19.
- López-Gamundi O.R., Limarino C.O., Cesari S.N. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 91:305-329.
- López-Gamundi O.R. 1994. Permian Volcanic Activity along Proto-Pacific Plate Margin Reflected in the Basins of Southern South America. In: International Gondwana Symposium, 9. Proceedings. Hyderabad v.2, p.833-838.
- Matos S.L.F. de 1995. *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. São Paulo, 110p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências - USP)
- Matos S.L.F. de 1999. *História deposicional e idade do intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito, Permiano da Bacia do Paraná, no Depósito de Carvão Candiota, RS*. 175p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências - USP)
- Matos S.L.F. de & Coimbra A.M. 1997. Sucessão de fácies na Camada Porangaba, Grupo Passa Dois, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 27:377-386.
- Milani E.J., França A.B., Schneider R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 69-82.
- Milani E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-oeste do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484.
- Ribeiro Filho E. & Mussa D. 1977. Histological and framboidal textures in diagenetic pyrite from the gondwana coal beds, Brazil. *Boletim IG*, 8:1-20.
- Riccomini C., Gimenez Filho A., Almeida F.F.M. DE 1984. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Rio de Janeiro, *Anais*, v.3, p.1351-1361.
- Visser J.N.J. & Praekelt H.E. 1996. Subduction, mega-shear systems and Late Palaeozoic basin development in the Africa segment of Gondwana. *Geol. Rundsch.* 85: 632-646.

Manuscrito A-1119

Recebido em 2 de setembro de 1999

Resívalo dos autores em 10 de junho de 2000

Revisão aceita em 20 de junho de 2000