

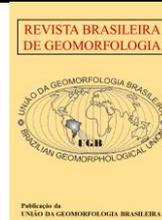


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, nº 1 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2181>



Artigo de Pesquisa

Evolução Morfotectônica e Megageomorfológica das Formações Pós Gondwânicas Santa Tecla e Tupanciretã no Rio Grande do Sul

Morphotectonic and Megageomorphological Evolution of Post Gondwanic Formations Santa Tecla and Tupanciretã in Rio Grande do Sul

Kelvyn Mikael Vaccari Ruppel ¹, Norberto Dani ² e Nelson Amoretti Lisboa ³

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brasil. kelvynruppel@gmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5344-1593>

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brasil. norberto.dani@ufrgs.br.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0595-2428>

³ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brasil. nelamorettilisboa@gmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1717-8983>

Recebido: 10/03/2022; Aceito: 27/09/2022; Publicado: 16/01/2023

Resumo: Na estratigrafia do Rio Grande do Sul as formações Santa Tecla e Tupanciretã foram consideradas preliminarmente pós Gondwânicas a partir de datações relativas. São interpretações originadas a partir de um limitado conjunto de dados, de caráter preliminar ou especulativo. Este estudo tem o objetivo de revisar e analisar estes trabalhos dispersos e através de novas observações envolvendo elementos morfotectônicos como a análise das drenagens, condicionantes geotectônicas e paleoclimáticas posicionar estas unidades no panorama geológico do sul do Brasil. Como delimitadores da proveniência e do posicionamento paleogeográfico das formações Santa Tecla e Tupanciretã destaca-se o Arco de Rio Grande e o soerguimento em domo do Escudo Sul-Riograndense. A associação de ambas as formações com as Superfícies Cimeiras de Caçapava e de Vacaria em conjunto com um histórico de inversão do relevo, assegura-lhes uma idade relativa no topo do Cretáceo Inferior a Superior. As características litológicas e deposicionais possibilitam a inferência de deposição em ambiente semiárido, com transporte subaquoso e contribuição eólica, típicos de ambientes fluviais efêmeros intracratônicos. Com o conjunto de informações é possível traçar um paralelo com os grupos Bauru (Brasil) e Paisandú (Uruguai), que integram a Supersequência Bauru da Bacia do Paraná. As evidências indicam que as formações Santa Tecla e Tupanciretã pertencem a este contexto.

Palavras-chave: Superfícies de Aplainamento; Domo Alto Uruguai; Bacia do Paraná; Supergrupo Bauru.

Abstract: In the stratigraphy of Rio Grande do Sul, the Santa Tecla and Tupanciretã formations were considered preliminarily post-Gondwana based on relative dating. These are interpretations originated from a limited set of data, of preliminary or speculative nature. This study aims to review and analyze these scattered works and through new observations involving morphotectonic elements such as the analysis of drainage, geotectonic and paleoclimatic constraints to position these units in the geological panorama of southern Brazil. As delimiters of the provenance and paleogeographic positioning of the Santa Tecla and Tupanciretã formations the Rio Grande Arch and the dome uplift of the Sul-Riograndense Shield stand out. The association of both formations with the Caçapava and Vacaria Summit Surfaces in conjunction with a history of relief inversion, assures them a relative at the top of the Lower to Upper Cretaceous relative age. The lithological and depositional characteristics allow the inference of deposition in a semiarid environment, with subaqueous transport and eolian contribution, typical of intracratonic ephemeral fluvial environments. With this set of information, it is possible to draw a

parallel with the Bauru (Brazil) and Paisandú (Uruguay) groups, that integrate the Bauru Supersequence of the Paraná Basin. Evidence indicates that the Santa Tecla and Tupanciretã formations belong to this context.

Keywords: Planation Surfaces; Alto Uruguai Dome; Paraná Basin; Bauru Supergroup.

1. Introdução

Na estratigrafia do Rio Grande do Sul existem duas formações sedimentares depositadas em ambiente continental e a priori consideradas pós Gondwânicas e pós Supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) da Bacia do Paraná (MILANI, 1997; MILANI et al., 2007): a Formação Tupanciretã e a Formação Santa Tecla.

O registro tectonoestratigráfico da Bacia do Paraná mostra a interação de fenômenos orogênicos nas bordas da placa Sul-Americana associado com eventos epirogênicos marcados por épocas de subsidência, soerguimento e magmatismo no interior da placa (MILANI; RAMOS, 1998).

Após o rompimento do supercontinente Gondwana, abertura do Oceano Atlântico e cessadas as atividades vulcânicas e ajustes isostáticos, definiu-se a partir do Cretáceo no setor centro-norte da Bacia do Paraná uma depressão sobre o pacote basáltico. Neste espaço, em condições semiáridas nas bordas à áridas no interior, ocorreu a acomodação da Supersequência Bauru, que se caracteriza por depósitos proximais areno-conglomeráticos de leques aluviais e sistemas fluviais, cujo avanço da sedimentação levou ao soterramento do substrato basáltico com extensos lençóis de areia e alguns lamitos (*loess*), retidos em baixios com maior umidade. Esta última supersequência atribuída à Bacia do Paraná ocorre de maneira fragmentada no Brasil (Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso), Paraguai, Argentina e Uruguai, não havendo caracterização formal de sua ocorrência ao sul do Brasil (MILANI et al., 2007; VEROSLAVSKY et al., 2019).

A Formação Tupanciretã e a Formação Santa Tecla são restritas ao Rio Grande do Sul sendo que a compreensão da disposição e relações destas rochas em escala local e regional é importante para o entendimento da evolução megageomorfológica e o estabelecimento de um modelo macrorregional de todo o conjunto (AB'SÁBER, 1998), favorecendo a compreensão do último estágio deposicional da Bacia do Paraná, traçando com ele um paralelo por intermédio de ambas as formações. O trabalho tem como objetivo comparar estas unidades com base na interpretação de informações existentes, entre os quais os condicionantes geotectônicos, aspectos geomorfológicos e paleoclimáticos que atuaram na evolução da plataforma Sul-Americana pós ruptura do Gondwana, traçando um possível paralelo com a Supersequência Bauru.

2. Área de Estudo e Caracterização das Formações Tupanciretã e Santa Tecla

A Formação Santa Tecla se caracteriza por ser uma sequência de cobertura sobre rochas do Escudo Sul-Riograndense e sedimentares da Bacia do Paraná, enquanto a Formação Tupanciretã estende-se sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. São tratadas separadamente devido sua distribuição espacial em unidades morfotectônicas distintas no Rio Grande do Sul (Figura 1).

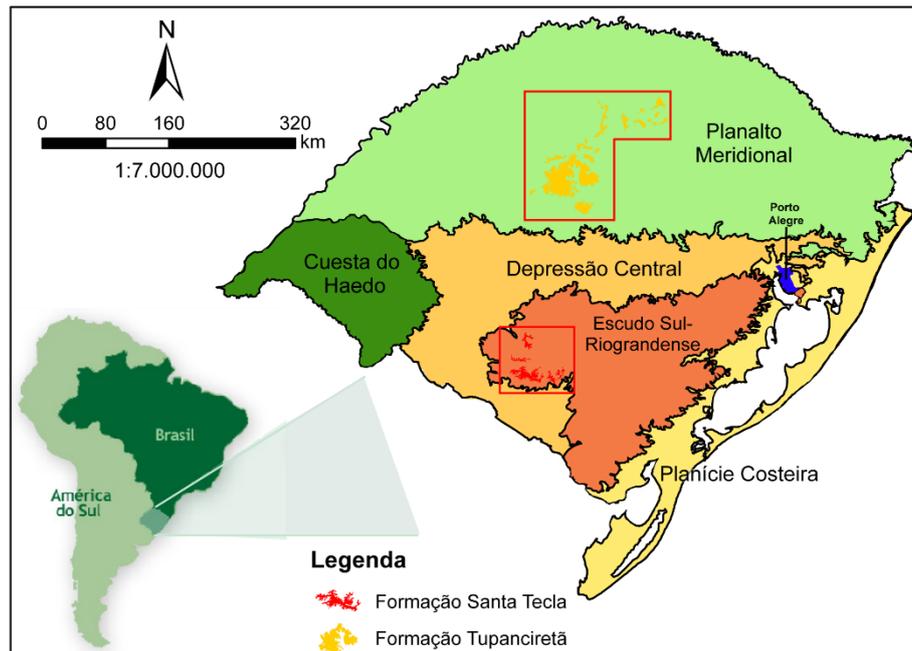


Figura 1. Distribuição dos depósitos de cobertura das formações Santa Tecla e Tupanciretã, em relação às unidades morfotectônicas do Rio Grande do Sul. Modificado de Wildner et al. (2006) e Bertê (2021).

2.1 Formação Santa Tecla

Identificada por Carvalho (1932), na Serra de Santa Tecla, a Norte e Leste da cidade de Bagé, sendo inicialmente classificada como “Serie Santa Tecla” e inclusive propondo esta localidade como área tipo. Descrita como uma sequência de arenitos cavernosos, podendo ser endurecidos por silicificação, ou friáveis e ferruginosos e presença de seixos de quartzo assentados sobre um folhelho alterado.

Leinz (1942) descreve um perfil desta unidade nas proximidades da Estação São Domingos, situada a 8 quilômetros a noroeste de Bagé. Segundo suas observações, a Serie Santa Tecla no local apresenta uma sequência de vinte metros de arenitos finos e conglomeráticos, silicificados e calcificados. Nos setores silicificados, os grãos clásticos, arredondados à angulosos, estariam cimentados por calcedônia, formando um conjunto resistente à erosão.

Martins e Sena Sobrinho (1949) e Beurlen, Sena Sobrinho e Martins (1955) postulam que a unidade corresponde a uma formação local restrita, porém espessa, depositada em uma bacia relativamente profunda tendo sua área associada a erosão dos granitos do embasamento local, na qual teriam sedimentado materiais de degelo de um *inlandsis*, correlacionando-se aos depósitos do Grupo Itararé.

Formoso e Willig (1966), definem a Serie Santa Tecla como sendo constituída por conglomerados e arenitos. Reconhecem nestes conglomerados seixos arredondados à sub-arredondados de quartzo e de rochas graníticas e metamórficas. Observam também que a formação se encontra em discordância paralela erosional sobre a Formação Palermo. Registram que o sistema de falhas de direção NE, que afetam as formações Permocarboníferas locais, não atingem a Serie Santa Tecla, postulando que a formação seria “bastante posterior ao Permiano”. Redefinem então a unidade como “Formação Santa Tecla”. Tessari e Giffoni (1970) também registram que do ponto de vista tectônico, a formação é posterior a qualquer falhamento conhecido, sendo uma das particularidades a completa ausência de diaclasamento.

Ramgrab e Wildner (1999) em mapeamento da Folha Pedro Osório (SH.22- Y-C, 1:250.000) tratam a Fm. Santa Tecla como uma cobertura terciária de sedimentos continentais que se sobrepõem às rochas cristalinas da porção central do escudo e às rochas gondwânicas.

Litologicamente a formação acha-se representada por arenitos e conglomerados afossilíferos, com espessura de até 20 m (LEINZ, 1942). Os arenitos são bem selecionados, classificados como quartzarenitos (HORBACH et al., 1986) tendo tipicamente coloração avermelhada, e mais raramente rosa-avermelhada, branca e amarelada.

Possuem granulação média a fina, raramente grosseira com seixos de quartzo e raros seixos de rochas sedimentares, por vezes friáveis a porosos, de aspecto cavernoso e predominantemente sem estratificação.

Os arenitos possuem predominância de grãos subarredondados a arredondados de esfericidade baixa a moderada, compostos por quartzo e mais raramente microclínio, por vezes caulinizados, possuindo acessórios como zircão, turmalina, hornblenda, opacos e granadas cimentados por óxidos de ferro, sílica e carbonatos (FORMOSO; WILLIG, 1966; FRANCESCATTO; LISBOA, 1979; RAMGRAB; WILDNER, 1999; CAMOZZATTO et al., 2017). Esta cimentação silicosa é composta principalmente por calcedônia, de coloração esbranquiçada, amarelada ou rósea (RAMGRAB; WILDNER, 1999).

Na base da unidade são encontrados ortoconglomerados de coloração amarelada ou esbranquiçada-rosada, constituídos por seixos predominantemente arredondados composto por quartzo e subordinadamente fragmentos líticos de rochas graníticas e metamórficas com tamanho médio de cerca de 10 cm. Possuem matriz arenosa de textura grossa a muito grossa ou caulínica que envolve os grânulos e seixos (RAMGRAB; WILDNER, 1999; CAMOZZATTO et al., 2017). Os conglomerados são cimentados por sílica ou carbonatos (HORNBACH et al., 1986) e o conjunto possui aparência grosseira, imatura, com os seixos dispersos caoticamente (TESSARI; GIFFONI, 1970).

2.2 Formação Tupanciretã

A Formação Tupanciretã foi primeiramente caracterizada por Menegotto, Sartori e Maciel Filho (1968) como sedimentos que recobrem a Formação Serra Geral, diferentemente do que era interpretado anteriormente, como sendo janelas do Arenito Botucatu. A Seção-Tipo foi estabelecida no município de Tupanciretã, englobando conglomerados basais, arenitos quartzosos e feldspáticos e algumas intercalações argilosas que apresentam ténue estratificação plano-paralela. Ocorre diaclasamento na formação, principalmente na fácies conglomerática. Os autores consideram que a fonte dos sedimentos seja os próprios basaltos da Fm. Serra Geral.

Embora o aspecto geral da Fm. Tupanciretã seja descrito como essencialmente arenoso, Menegotto (1971) reconheceu uma variação faciológica lateral com conglomerados mais abundantes no setor Sul, passando para sedimentos mais finos, arenitos e raros siltitos nas demais direções. Os grãos possuem predominantemente aspecto mamelonado brilhante, característico de transporte por água, enquanto grãos foscos são raros. O sub-arredondamento predominante nos grãos indica que o transporte não foi longo, ou que ocorreu em suspensão. Através dos minerais pesados, provavelmente de origem metamórfica, Menegotto (1971) interpreta que esses sedimentos foram transportados por drenagens de sentido Sul para Norte, tendo como áreas-fonte o Escudo Sul-Riograndense, os basaltos e o Arenito Botucatu.

Posteriormente a área de ocorrência da formação é ampliada como exposições isoladas que ocorrem muitas vezes sem continuidade física através de uma grande área principalmente a nordeste da Seção-Tipo (GAMERMANN et al., 1973).

Coulon, Gamermann e Formoso (1973), verificando a baixa possibilidade da contribuição dos basaltos da Fm. Serra Geral como única fonte dos sedimentos para a deposição da Fm. Tupanciretã, realizam estudos relacionados à gênese da formação. Constatam que na base da formação ocorrem conglomerados constituídos por fragmentos angulosos a sub-arredondados de basaltos e, com mais raridade, quartzo. A presença de fragmentos basálticos ocorre de forma restrita a esta porção basal da formação. Sobrepostos, encontram-se arenitos finos a muito finos, com grãos angulares a bem arredondados, comumente cobertos por uma película de óxido de ferro e ocorrência de fragmentos líticos.

Desta maneira, litologicamente a formação é composta por conglomerados basais, arenitos e finas camadas de argilas em direção ao topo, até o momento considerados afossilíferos (NOWATZKI; DUTRA; FLECK, 1999), com estimativa de espessura máxima entre 60 e 80 m (MENEGOTTO; SARTORI; MACIEL FILHO, 1968; HORNBACH et al., 1986). Os arenitos são predominantes e possuem cores majoritariamente avermelhadas, de textura fina a média, mal selecionados, com grãos subangulosos a sub-arredondados, e eventualmente conglomeráticos. A mineralogia principal nos arenitos é representada por quartzo e feldspato alterado para caulinita. Menegotto (1971) identifica grãos de quartzo com textura fosca, sugerindo alguma contribuição de origem eólica e minerais acessórios como granada, magnetita, turmalina, zircão, estaurolita, monazita, distênio, titanita, epidoto, ilmenita, micas alteradas e uma abundante matriz caulínica. Os arenitos são friáveis e avermelhados, devido à presença de óxidos de ferro, assim como os corpos lamíticos maciços que intercalam a sequência arenítica, principalmente próximo ao topo. Foram observados níveis maciços nos arenitos, mas também estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas nitidamente fluviais (COULON; GAMERMANN; FORMOSO, 1973; HORNBACH et al., 1986).

Riccomini, Sant'Anna e Fambrini (2016) consideram a Fm. Tupanciretã como parte do grupo por eles denominado de Grupo Jacuí (RICCOMINI; SANT'ANNA; FAMBRINI, 2005), o qual teria se estabelecido no Cretáceo Inferior, estando interdigitado com a Fm. Volta Alegre, composta principalmente por tufos vulcanoclásticos e material piroclástico com gênese sin-eruptiva resedimentada e tendo pequena expressão em área e menor espessura dentro do grupo proposto. Segundo as constatações dos autores, a Fm. Tupanciretã domina francamente em direção ao oeste e noroeste, havendo paleocorrentes que indicam que o grupo se depositou com direção geral de sudeste para noroeste ao longo de toda sua ocorrência. Foram observadas evidências de falhas e juntas de cisalhamento como estruturas pós sedimentares. De maneira provisória, os autores atribuíram ao grupo uma idade situada a partir do final do Cretáceo Inferior, correlacionando à idades das formações vulcânicas tardias da Província Etendeka e do subgrupo Santa Maria (tipo Palmas, Fm. Serra Geral) indo de $134,5 \pm 2$ Ma a 119 Ma (HARTMANN; PERTILLE; DUARTE, 2017; HARTMANN et al., 2021).

Reis (2020) verificou a existência de fases deformacionais distintas sobre a formação, sendo a primeira de direção NE/SW compatível com reativações de macroestruturas antigas pré-cambrianas, a segunda de direção E/W concordante com as estruturas transcorrentes da abertura do Atlântico Sul e lineamentos morfoestruturais N/S os quais foram relacionados à colisão andina. O autor verificou a ocorrência de controle tectônico em algumas das drenagens associadas à formação, o que também sugere sua idade anterior ao Terciário. De modo semelhante Marin (2022) constatou evidências de que os sedimentos da Fm. Tupanciretã foram afetados por movimentos tectônicos pós-deposicionais, havendo a unidade se depositado antes de reativações tectônicas, com presença de importante lineamento de porte médio (60 km) NE/SW na região da Seção-Tipo, indicativo de falhamento e controle tectônico o qual funcionaria como divisor de águas na região.

3. Contexto Geotectônico e Análise da Drenagem

O mecanismo de geração das províncias basálticas e de ruptura continental é apoiado por modelos de magmatismo associado a plumas mantélicas (SLEEP, 1995; LOPER, 1997; SEGEV, 2000; CHOUDHURI; NEMČOK, 2017). Entre as forças geradoras do relevo ao longo de uma margem continental passiva estão os movimentos verticais da crosta com significativa elevação crustal que são atribuídos à instalação de pontos quentes mantélicos (*hot-spots*), e de ajustes isostáticos térmicos (SUMMERFIELD, 2013a). Na região sul do Brasil as principais drenagens mostram evidências de soerguimento a partir da instalação de uma pluma mantélica e geração de uma morfoestrutura dômica responsável pela disposição destes padrões (COX, 1989).

No modelo de White e McKenzie (1989), as plumas ascendem do manto como colunas estreitas com a forma aproximada de um cogumelo (Figura 2), e se espalham lateralmente produzindo regiões anormalmente quentes na astenosfera, criando diminuição da densidade da litosfera local pelo material ascendente da pluma e magma que é injetado na base da crosta. O efeito dinâmico e térmico deste processo são soerguimentos em cúpula da superfície com até 2 km de magnitude, afetando uma superfície que pode atingir 800-1200 km de diâmetro (SEGEV, 2000; SUMMERFIELD, 2013a; CHOUDHURI; NEMČOK, 2017). Evidências geológicas diretas deste fenômeno já foram identificadas (HE et al., 2003), bem como o fraturamento da cúpula por forças gravitacionais, acompanhado de intenso vulcanismo fissural devido a descompressão do manto.

A evolução geodinâmica das províncias ígneas do Gondwana ocorreu a partir da distensão da litosfera continental, afinamento, soerguimento, fragmentação, atividade ígnea massiva, abertura e consequente deriva da placa, sendo as províncias impulsionadas pelo surgimento de anomalias térmicas do manto inferior. O desenvolvimento deste cenário deu-se por grandes plumas coexistindo através do manto, possivelmente relacionadas a pontos de convecção mantélicos, com possível origem na chamada "Camada D" (manto inferior), onde a ascensão é impulsionada pela flutuabilidade devido à diferença de densidade do ambiente circundante (LOPER, 1997; SEGEV, 2000; CHOUDHURI; NEMČOK, 2017). A região da pluma permanece elevada gerando vulnerabilidade à erosão superficial (MONNEREAU; RABINOWICZ; ARQUIS, 1993; LOPER, 1997), sendo que o soerguimento cessa quando a anomalia térmica se dissipa.



Figura 2. Modelo de pluma térmica gerada em experimento de laboratório mostrando a estrutura causada pela condução de calor e consequente arrastamento do fluido circundante. A área escura é o material quente da fonte da pluma e o material mais claro é o material arrastado e frio. Modificado de Campbell e Griffiths (1990).

Cox (1989) observa evidências do soerguimento da crosta por plumas através do comportamento dos sistemas fluviais. Como o espessamento crustal acumula material vulcânico na base da crosta, as províncias vulcânicas tendem a permanecer como altos topográficos ao longo do tempo (COX, 1980; WHITE; MCKENZIE, 1989).

A rede de drenagem pós-Gondwana foi modificada por fatores como controle estrutural, exumação de terrenos antigos e flexão dômica da crosta (MOORE; BLENKINSOP, 2002), uma vez que os rios são sensíveis em todas as escalas à tectônica contemporânea e, desta maneira, sua idade e localização são guias para atividades tectônicas passadas e disposições da paleogeomorfologia (POTTER, 1997). Nos flancos não rifteados da cúpula dômica se instalam sistemas fluviais radiais que drenam da borda do novo continente para seu interior (sistemas flanco-cúpula), enquanto os braços do sistema rifte direcionam o restante da drenagem para o novo oceano (MOORE; BLENKINSOP, 2002).

A porção sudeste do continente Sul-Americano exemplifica uma destas áreas (SANFORD; LANGE, 1960) afetada por um fluxo basáltico (Formação Serra Geral) relacionado à quebra do Gondwana no final do Mesozóico (Cretáceo Inferior) e a elevação do escudo cristalino, tendo sua metade correspondente no lado africano em Etendeka na Namíbia, chamada de pluma do Alto Uruguai/SW África (CHOUDHURI; NEMČOK, 2017). É possível que sua ascendência tenha sido facilitada devido a raiz cratônica fragmentada que gerou uma zona de fraqueza profunda sob a Bacia do Paraná (JULIÀ; ASSUMPÇÃO; ROCHA, 2008).

Na área de estudo as drenagens são marcadores destes eventos (POTTER; HAMBLIN, 2006) identificando-se os canais disruptivos (relacionados com a abertura do rifte) e reversos (correm do oceano para o interior do continente). Do lado africano, apesar da pouca distribuição de rochas basálticas preservadas, há um extenso alto topográfico paralelo à costa, principalmente Namíbia e Angola, que direciona grande parte da drenagem para longe da costa, em direção à Bacia do Kalahari (Figura 3).

Predominantemente, a atual drenagem da borda leste da América do Sul se desenvolveu após a separação diacrônica do Gondwana (145 até 100,5 Ma). O Rio Paraná, por exemplo, parece ter se desenvolvido após a efusão das lavas da Fm. Serra Geral no final do Cretáceo Inferior (POTTER, 1997; MATOS et al., 2021). Desta forma, a idade da adaptação da drenagem a esta condição estaria relacionada com o soerguimento atrelado à entrada e evolução da pluma mantélica que desencadeou a quebra do Gondwana e o magmatismo Serra Geral, e tal sistema de drenagem continua a se desenvolver até os dias atuais. Este processo de instalação das drenagens é longo, sendo que àqueles relativos ao oeste do Rio Grande do Sul teriam se instalado antes do Neógeno (AB'SÁBER, 1969; LISBOA; CASTRO, 1998). Tão importante é a drenagem para auxiliar a verificação de eventos geológicos relacionados à modelagem do relevo que este padrão mega-radial ao longo do território do Rio Grande do Sul

compõe 44% do número de bacias hidrográficas de todo o Estado, e uma área equivalente a 44,92% (126.569 km²) do seu território (TRENTIN; SANTOS; ROBAINA, 2012; ROBAINA et al., 2010; SEMA/FEPAM, 2018).

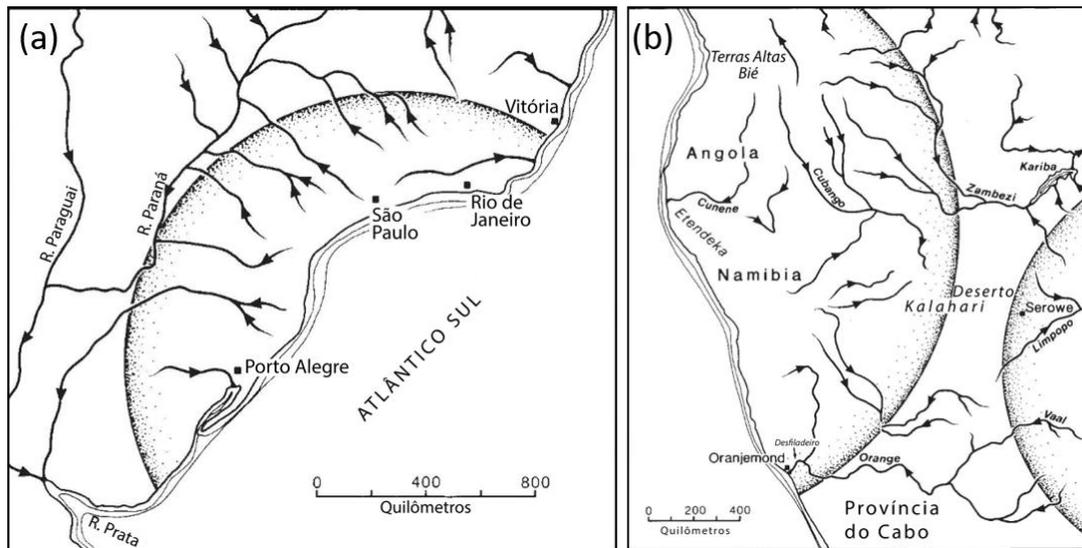


Figura 3. Soerguimento Alto Uruguai/SW África. Evidências na drenagem da superfície dômica originada a partir de pluma mantélica nas províncias basálticas Paraná-Etendeka, rifteadas e divididas pelo Oceano Atlântico, identificando-se o padrão de drenagem disruptiva e reversa nos respectivos flancos da estrutura dômica: (a) Delimitação da pluma pelo padrão de drenagem do sul do Brasil, evidenciando o predomínio da drenagem flanco-cúpula. (b) Padrões de drenagem do alto topográfico Cabo-Angola, o qual inclui também a Namíbia. O padrão irregular drenando para o Leste em direção ao Deserto do Kalahari. No desfiladeiro do Rio Orange é possível notar que a drenagem mais antiga corta o soerguimento mais jovem, já que a província vulcânica de Karoo (a direita) é anterior à Etendeka (a esquerda). Modificado de Cox (1989).

Potter (1997) estabelece seis elevações e cinco alaucógenos ou riftes (Figura 4) perpendiculares à margem passiva da costa Sul-Americana e sua separação da África (SUMMERFIELD, 2013b). Estes domos elevados estão normalmente associados a fendas geométricas de 120° (junções tríplices) onde as tensões litosféricas foram acomodadas. Isto se enquadra dentro do modelo de rifte ativo, onde as fendas propagadas ao longo da sequência de cúpulas favoreceram o desmembramento do continente e o nascimento de um novo oceano, gerando a nova margem passiva. Estas feições são perceptíveis ao longo da costa brasileira, ou seja, alaucógenos associados às feições dômicas (SUMMERFIELD, 2013a).

Os soerguimentos dômicos são localizados por meio das drenagens, uma vez que grande parte dos rios próximos a estes sistemas possuem um índice de eficiência muito baixo, tendendo a correr para o interior do continente ao invés de fluírem de forma mais direta para as bacias oceânicas (POTTER, 1997). Por exemplo, o Rio Uruguai e o Rio Negro encontram-se estruturalmente controlados nos flancos do domo Alto Uruguai/SW África, centrado no Escudo Sul-Riograndense.

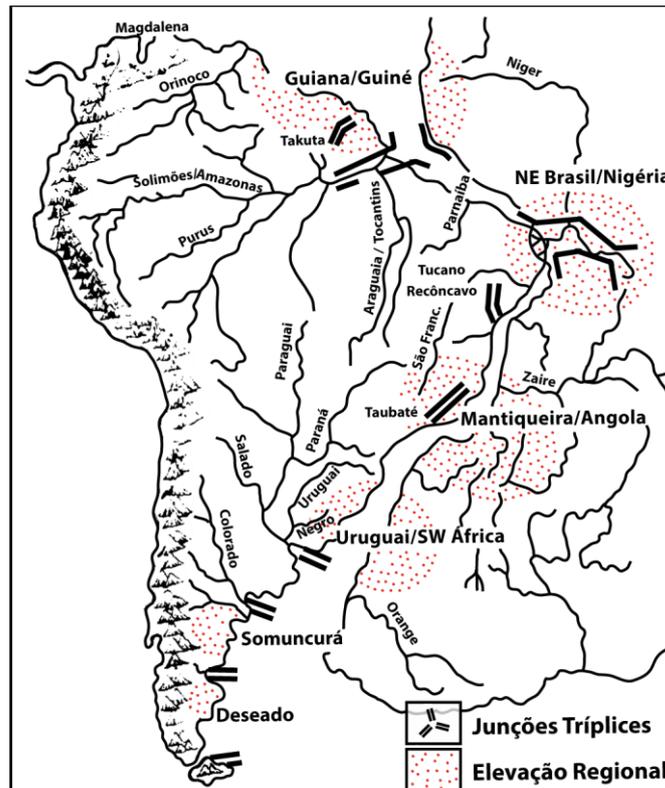


Figura 4. Disposição dos rios e soerguimentos diacrônicos de domos na ruptura da América do Sul-África. Principais riftes e aulacógenos associados à separação do Gondwana. É possível observar rios de importância regional associados aos aulacógenos das junções triplíceis dos domeamentos. Modificado de Potter (1997).

As bacias relacionadas ao Gondwana demonstram que o ambiente deposicional durante o Ordoviciano-Siluriano foi de sedimentação plataformal, como na Bacia do Paraná, Karoo e depósitos Antárticos (ADAMS, GABITES E GRINDLEY, 1982; TANKARD et al., 1982; GOODGE et al., 1991; MILANI et al., 2007). Já no Permiano, a Bacia do Paraná evoluiu gerando ambientes deltaicos e fluviais. Durante o início do Mesozóico, uma vasta área nesta bacia foi transformada em ambiente desértico subaéreo (Formação Botucatu), até que findasse o intenso vulcanismo das lavas da Formação Serra Geral (PETRY; ALMEIDA; ZERFASS, 2005). Desta forma, durante todo este período na área hoje correspondente ao Rio Grande do Sul, a bacia registrou um comportamento de deposição. Porém, após o vulcanismo, toda a área da Bacia do Paraná adquiriu um comportamento totalmente distinto, com fragmentos soerguidos destas províncias dispersos em ambientes erosivos (COX, 1989).

Este contexto é importante para a compreensão da geração da exposição do embasamento, erosão de rochas cristalinas, sedimentares e vulcânicas e posterior deposição de unidades sedimentares semiáridas sobrepostas aos basaltos da Fm. Serra Geral, rochas sedimentares da Bacia do Paraná e rochas cristalinas do Escudo Sul-Riograndense, contexto este proposto neste trabalho como cenário da gênese das formações Tupanciretã e Santa Tecla.

4. Superfícies de Aplainamento e a Inserção das Formações Tupanciretã e Santa Tecla

No modelado da paisagem do Rio Grande do Sul são observadas superfícies de aplainamento ou cimeiras (Figura 5), tendo sido identificadas cinco (AB'SÁBER, 1969; SUERTEGARAY, 2010) que recebem as seguintes denominações: Vacaria, Caçapava do Sul, Cerro da Cadeia, Campanha e Gravataí. As superfícies cimeiras são unidades de área que apresentam similaridade nas altitudes e se relacionam a grandes ciclos erosivos (SILVA, 2009; CORRÊA; MONTEIRO, 2021).



Figura 5. Perfil esquemático norte-sul do Rio Grande do Sul identificando as superfícies de aplainamento. Em destaque as superfícies cimeiras de Vacaria e Caçapava do Sul. Fonte: Ab’Sáber (1969).

A superfície cimeira mais antiga do Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense é a Superfície Cimeira de Caçapava do Sul (Figura 6), sendo constituída por um extenso pediplano com caimento para W, SW e S, vinculado ao soerguimento da pluma mantélica do domo Alto Uruguai/SW da África (COX, 1989; POTTER, 1997). Se constitui numa superfície que nivela a porção central da abóboda do escudo por antigos processos de aplainamento, cortando as mais variadas estruturas e litologias independentemente da sua resistência. Os relevos aplainados desta superfície cimeira paleógena variam de altitudes desde 600 m, no flanco Leste do meio domo a 300 m no flanco Oeste, devido ao basculamento regional de Leste para Oeste (AB’SÁBER, 1964; LISBOA; SCHUCK, 1990; KLEIN; LISBOA, 2002). A formação desta superfície seria anterior a fase de circundenudação periférica responsável pela geração da Depressão Central Gaúcha (AB’SÁBER, 1969).

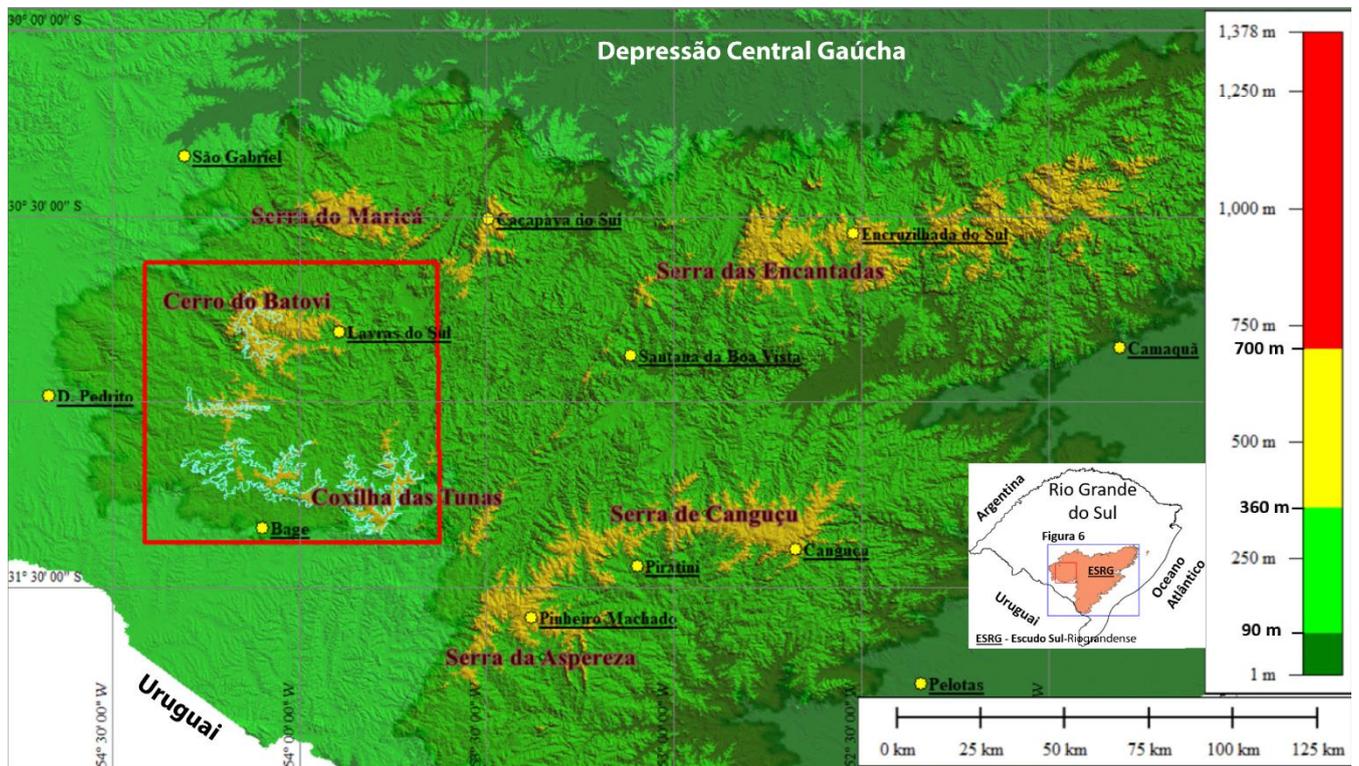


Figura 6. Visualização dos núcleos residuais no Escudo Sul-Riograndense (ESRG) com altitudes superiores a 360 m e suas respectivas denominações realçados a partir do modelo digital de elevação (SRTM/NASA, 2013). Nestes núcleos são encontradas evidências da antiga Superfície Cimeira de Caçapava do Sul (AB’SÁBER, 1964). No flanco oeste da figura (região assinalada pelo perímetro em vermelho) e cobrindo os núcleos residuais Coxilha das Tunas e Cerro do Batovi observa-se em traço mais claro os limites mapeados da Formação Santa Tecla (WILDNER et al., 2006). Dos autores.

Os perfis atuais da Formação Santa Tecla se encontram inteiramente dentro da Superfície Cimeira de Caçapava do Sul (Figura 6), correspondendo à depósitos aluviais correlacionados com o aplainamento, depositados por um sistema de drenagem anterior ao sistema de drenagem atual (Potter, 1997; Potter e Hamblin, 2006). A formação da Superfície Cimeira de Caçapava do Sul se estabeleceu a partir do Neocretáceo/Terciário

Inferior, provavelmente no Paleoceno (AB'SÁBER, 1969; JUSTUS, MACHADO; FRANCO, 1986), sendo correlacionável com as Superfícies Japi (ALMEIDA, 1964) e Sul Americana (KING, 1956).

A Superfície Cimeira de Caçapava do Sul foi submetida a deformação posterior (AB'SÁBER, 1964; AB'SÁBER, 1969), afetando o núcleo do arqueamento em abóbada, intensamente erodido com o desenvolvimento da rede de drenagem da Bacia do Rio Camaquã, transversa e superimposta às estruturas (KLEIN; LISBOA, 2002). Os flancos da Superfície Cimeira de Caçapava do Sul deformada foram erodidos por sistemas de drenagem radiais centrífugos: a Norte representado pelos afluentes da margem direita do Rio Jacuí, a Oeste; pelas cabeceiras do sistema de drenagem Ibicuí, a Sul; e pelas bacias dos rios Negro e Jaguarão. Esta drenagem radial centrífuga foi uma das responsáveis pela abertura da Depressão Periférica Gaúcha a partir do consumo da Superfície Cimeira de Caçapava do Sul no Neógeno, assim como o estabelecimento da Superfície da Campanha (LISBOA; CASTRO, 1998). Os processos erosivos fragmentaram a Superfície Cimeira de Caçapava do Sul em quatro núcleos residuais (JUSTUS, MACHADO; FRANCO, 1986) representados pela Serra das Encantadas (Santana da Boa Vista/Encruzilhada do Sul), Serra de Canguçu (Canguçu/Piratini), Coxilha das Tunas (Bagé) e Cerro do Batovi – Serra do Maricá (Caçapava do Sul/Lavras do Sul), sendo que a Formação Santa Tecla situa-se nos núcleos residuais Coxilha das Tunas e Cerro do Batovi, na parte Oeste da Superfície Cimeira de Caçapava do Sul (Figura 6).

Pós o término da atividade vulcânica e com o estabelecimento de uma margem continental passiva, a região progride para um estágio de estabilidade tectônica e evolui para um ambiente de baixa energia. Neste estágio, a parte superior da Formação Santa Tecla foi atingida por processos secundários de silicificação, carbonatação e ferrificação (HORBACH et al., 1986; RAMGRAB; WILDNER, 1999; DANI, 2013; CAMOZZATTO; KLEIN; IGLESIAS, 2018), o que lhe permitiu resistir como platôs e testemunhos da superfície de aplainamento (CAMOZZATTO et al., 2017; CAMOZZATTO; KLEIN; IGLESIAS, 2018).

Da mesma maneira que a Superfície de Caçapava do Sul, a Superfície de Vacaria enquadra-se num período de quiescência tectônica após a deformação e basculamento (Figura 7) pela abóboda da pluma com seu estabelecimento concomitante àquela, durante o período do Neocretáceo/Paleoceno (Justus, Machado e Franco, 1986). A Formação Tupanciretã enquadra-se nos interflúvios da Superfície de Vacaria degradada.

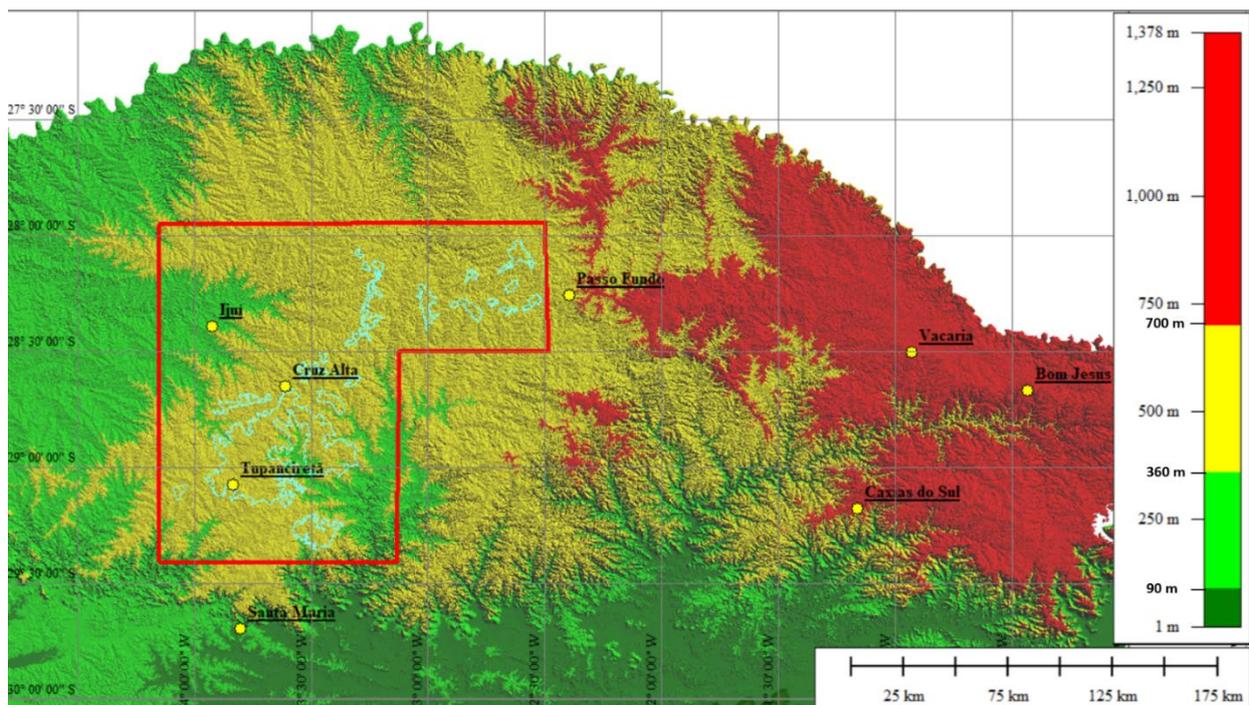


Figura 7. Distribuição da Superfície de aplainamento de Vacaria no Planalto Meridional Riograndense caracterizada pelo basculamento E-W realçado a partir do modelo digital de elevação (SRTM/NASA, 2013). O relevo assinalado em amarelo corresponde a altitudes no intervalo entre 360 e 700 metros e individualiza a Superfície de Vacaria degradada por um sistema erosivo progradante com sentido geral de Oeste para Leste. O polígono em vermelho marca a região de ocorrência da Formação Tupanciretã (traço claro) (WILDNER et al., 2006), que ocupa os interflúvios da Superfície de Vacaria degradada. Dos autores.

A Superfície de Vacaria encontra-se melhor preservada na porção nordeste do Rio Grande do Sul. Em direção oeste apresenta-se bastante dissecada, conferindo um caráter residual para as rochas da Fm. Tupanciretã que foram submetidas a um processo de inversão de relevo e erosão semelhante ao observado na Formação Santa Tecla.

A Superfície de Vacaria decai suavemente para oeste, sudeste e sul (SUERTEGARAY, 2010). A inclinação do planalto vulcânico constitui evidência do sistema de deformações por arqueamento em abóbada também observado no Escudo Sul-Riograndense. Além do mecanismo térmico atuante no basculamento, admite-se a influência da isostasia flexural em decorrência da denudação sofrida por esta superfície, permitindo que o topo da Superfície de Vacaria tivesse sua erosão acelerada e permanecesse elevada devido a compensação isostática (SUMMERFIELD, 2013a). A Superfície de Vacaria provavelmente se desenvolvia através de uma área muito mais extensa, englobando variado número de estruturas e litologias (AB'SÁBER, 1969), entre elas a Fm. Tupanciretã.

É possível que a Superfície de Vacaria tenha sido aplainada durante a fase deposicional da Fm. Mercedes no Uruguai, unidade sedimentar de fácies conglomeráticas e areníticas semiáridas correlata ao Grupo Bauru (VEROSLAVSKY et al., 2019), ao mesmo tempo em que os setores ao sul do planalto meridional brasileiro serviram de maciço divisor entre as áreas cretáceas do setor Norte representadas pelo Grupo Bauru (São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Minas Gerais e Goiás) e setor Sul (Grupo Paysandú-Uruguai) da Bacia do Paraná (AB'SÁBER, 1969), fragmentando a Supersequência Bauru num registro não contínuo.

5. Outros Elementos Tectônicos, Evolução das Formações e Correlação com Unidades da Supersequência Bauru (Bacia do Paraná)

Além da colocação do domo Alto Uruguai/SW África, outros fatores tectônicos e climáticos contribuíram para o posicionamento das unidades e sua preservação. Os fatores que contribuíram para sedimentação e evolução (erosão e posicionamento do relevo atual) de ambas as formações também são elementos de importância para a compreensão macro de suas ocorrências, levando à conexão direta de seu posicionamento estratigráfico e suas possíveis correlações com unidades da Supersequência Bauru.

5.1 A Importância do Arco de Rio Grande

A estruturação do Arco de Rio Grande está condicionada aos sistemas de falhas de direção NW-SE e sua formação parece contemporânea ao Grupo Rosário do Sul (199-251 Ma), sendo que os indicativos nestas unidades sedimentares sugerem o soerguimento do arco até o início do Jurássico (PHILIPP et al., 2014). Um evento tectônico de pico térmico (~130 Ma) relacionado com a abertura do Gondwana e movimentação de falhamentos de direção preferencial NW-SE, possivelmente herdados do embasamento, permitiu a intrusão de enxames de diques e soleiras de diabásio no arco. Esta direção de fraqueza atuou como facilitadora da colocação de rochas alcalinas e serviu como conduto principal para a extrusão das lavas da Formação Serra Geral, registrados nos diques, não apenas no Arco de Rio Grande, mas também em outras estruturas de importância regional na Bacia do Paraná (Figura 8) como o Arco de Ponta Grossa e a Sinclinal de Torres (FRASCA, 1996; FRANCO-MAGALHÃES, 2009; AULER, 2016). Um novo evento tectônico dentro da fase Pós-Rift (90-66 Ma) seria o responsável pelo soerguimento regional dos arcos de Rio Grande e Ponta Grossa e ao rebaixamento da Sinclinal de Torres (GALLAGHER; HAWKESWORTH; MANTOVANI, 1995; KARL et al., 2013; PETRY; PHILIPP; GONZATTI, 2018).

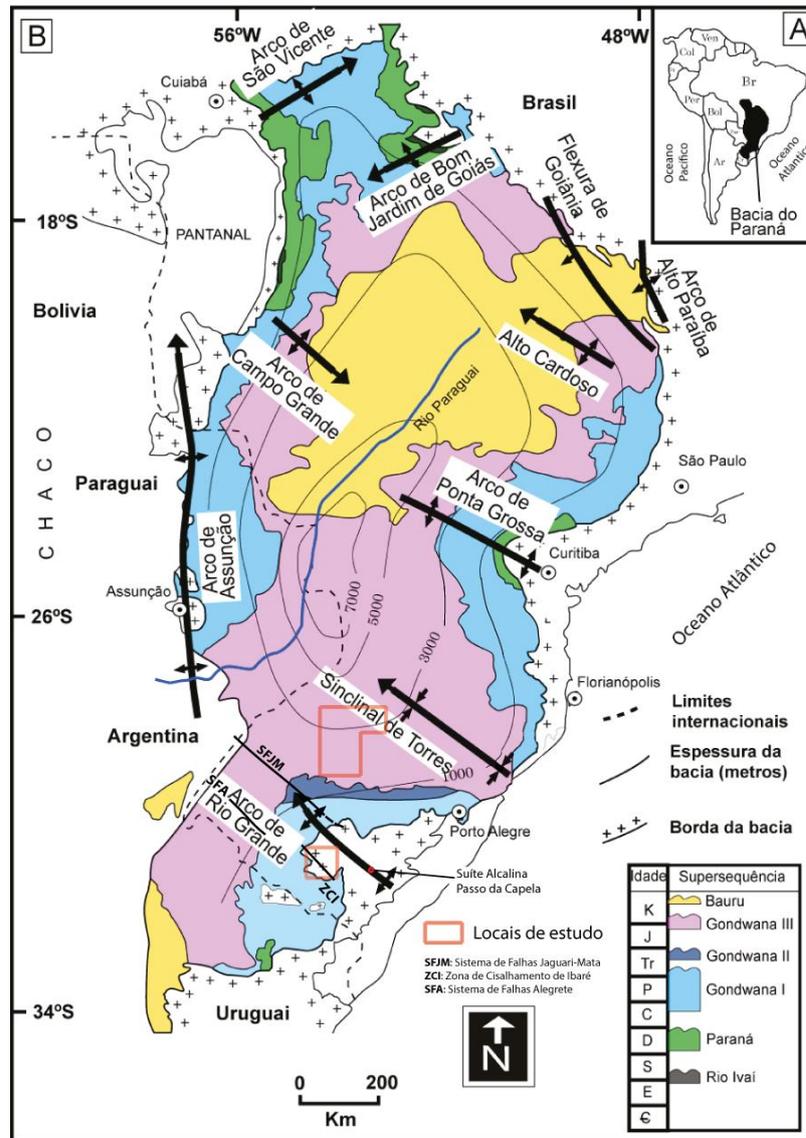


Figura 8. Arcabouço estratigráfico e estruturas da Bacia do Paraná e suas superseqüências. (a) Localização da Bacia do Paraná na América do Sul; (b) Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com as principais estruturas e posicionamento da Superseqüência Bauru ao norte e unidades correlatas na extremidade sul. Os polígonos em vermelho marcam a localização das áreas de ocorrência das formações Santa Tecla e Tupanciretã. Modificado de Milani e Ramos (1998); Silva et al. (2004); Petry, Philipp e Gonzatti (2018).

O Arco de Rio Grande é um alto estrutural com direção N40-50°W situado entre o Sistema de Falhas Jaguari-Mata (SFJM) ao norte e pelo Sistema de Falhas Alegrete (SFA) e Ibaré (ZCI) ao sul (Figura 8), tendo dimensão regional onde se destaca o soerguimento do embasamento e o espessamento das camadas das rochas sedimentares da Bacia do Paraná em seu entorno devido a geração de sub-bacias: concomitante ao seu soerguimento ocorreu a deposição da Formação Caturrita (228 Ma) restrita ao norte do arco, e da Formação Guará (199 Ma) ao sul (PHILIPP et al., 2014). Estas formações são cortadas por falhamentos que evidenciam atividade tectônica sin-deposicional (PHILIPP et al., 2013a; PHILIPP et al., 2013b).

Posteriormente, possivelmente ao longo do Cretáceo, o desenvolvimento deste bloco elevado favoreceu a deposição de sedimentação correlativa em áreas deprimidas a sul e a norte do Arco de Rio Grande representadas pelas formações Santa Tecla e Tupanciretã (Figura 9), enquadradas em altitudes compatíveis com as Superfícies Cimeiras Caçapava-Vacaria (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986). Desta forma, o tectonismo torna-se um elemento muito importante pois sua dinâmica controla a disposição de depocentros e altos intrabaciais, concentrando muitas vezes sua atuação em áreas restritas dentro da bacia intracratônica (FRASCA, 1996) como é

a Bacia do Paraná. O soerguimento do Arco de Rio Grande também representou a exumação de porções do embasamento e rochas sedimentares que serviram como áreas fontes para a sedimentação de ambas as formações.

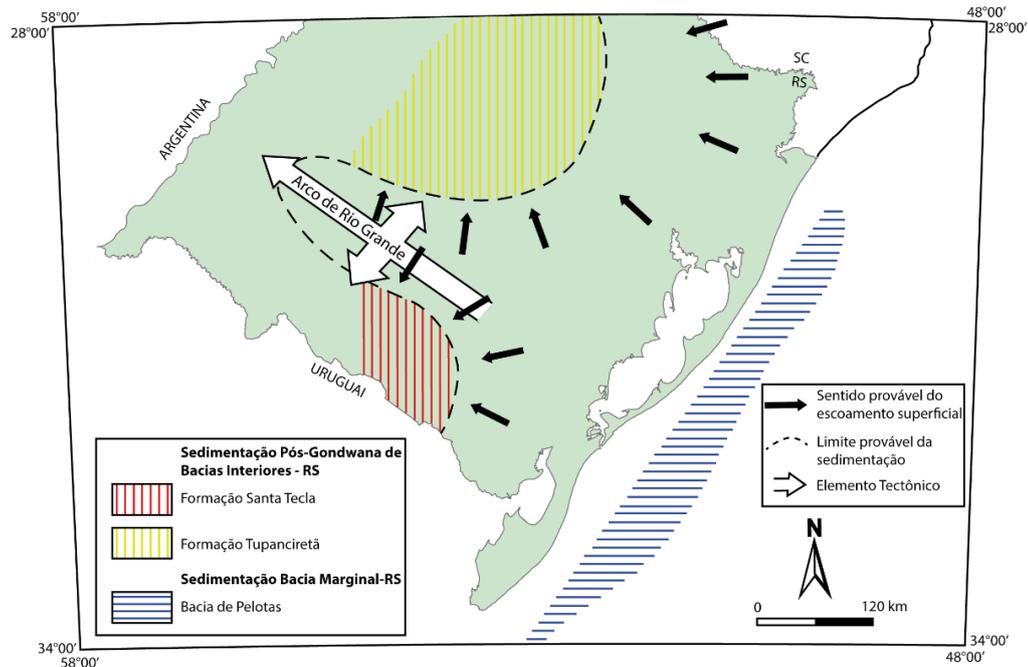


Figura 9. Esboço paleogeográfico no Cretáceo e sua relação com as formações Santa Tecla e Tupanciretã. Modificado de Justus, Machado e Franco (1986).

5.2 Paleoclima e Relevô

As Formações Santa Tecla e Tupanciretã se estabeleceram num período semiárido, com sedimentos de características imaturas, depositados em ambiente subaquoso com alguma contribuição eólica durante os períodos de maior seca (MENEGOTTO, 1971; DANI, 2013).

A Formação Santa Tecla apresenta arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada com grânulos, seixos e calhaus (CAMOZZATTO et al., 2018) os quais representam um ambiente de deposição subaquoso. A atuação fluvial foi provavelmente efêmera uma vez que são raras as estruturas primárias fluviais/torrenciais possivelmente devido ao caráter semiárido, havendo contribuição eólica de areias médias bem selecionadas (DANI, 2013) em corpos d'água lacustres. A ausência de evaporitos seria indício da baixa salinidade ou interligação deste ambiente endorreico em vários corpos d'água, compensando a taxa de evaporação (TESSARI; GIFFONI, 1970; ISSLER et al., 1972).

Dani (2013) definiu que as fácies da Fm. Santa Tecla foram depositadas em sistemas fluviais/aluviais desenvolvidos em ambiente continental de clima semiárido. A posição de estagnação na sub-bacia endorreica da Fm. Santa Tecla era tal que, atrelado ao clima semiárido, acabou gerando um ambiente físico-químico favorável para processos pedogenéticos ou freáticos, com o desenvolvimento de paleossolos calcários (calcretes e dolocretes) e silicosos (silcretes), gerando cimentação carbonática e silicosa, e pedotúbulos (DANI, 2013; KLEIN, 2017; CAMOZZATTO et al., 2017; CAMOZZATTO et al., 2018). O desenvolvimento destas crostas epigenéticas pode estar ligado à flutuações climáticas, fazendo com que durante os períodos com ambiente de baixa energia a precipitação química era privilegiada, e durante períodos de alta energia ocorria a lixiviação de coloides, dessecação e degradação lateral. O clima sazonal ou semiárido favorece os mecanismos de precipitação do carbonato de cálcio, já que realiza a evaporação do solvente e conseqüente supersaturação do meio (Freitas, 1982). A maior resistência à erosão propiciada por estas crostas silicosas favoreceu as condições de inversão de relevô (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986) apresentando similaridades em sua evolução geomorfológica com a Formação Marília (Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná).

A Fm. Santa Tecla possui como característica ser identificável em imagens de satélite e aerofotos, dado seu contraste com o relevô suavemente ondulado da porção sul do Escudo Sul-Riograndense onde está inserida. Suas exposições evidenciam suas características tabulares devido à natureza e horizontalidade de seus estratos,

compondo pequenas elevações de topo achatado e vertentes íngremes (HORBACH et al., 1986) sustentando os relevos (Figura 10) e resistindo aos ciclos de denudação e erosão especialmente devido a silificação.

Morfológicamente se apresenta como platôs com drenagem dendrítica pouco encaixada e grande número de lagos, o que também a torna característica em fotografias aéreas (FORMOSO; WILLIG, 1966; TESSARI; GIFFONI, 1970). Nas bordas desses platôs tende a desenvolver feições tabulares onde a erosão seccionou mais profundamente seus sedimentos, motivo pelo qual forma elevações horizontalizadas em cotas entre 300 e 400 m. Na região de Olhos D'Água, Palmas e Bolena (Folha Hulha Negra), apresenta feições características sob a forma de mesas contínuas ou então como morros testemunhos sustentando o interflúvio entre as bacias dos arroios locais (CAMOZZATTO et al., 2017; CAMOZZATTO et al., 2018). Estas feições estão posicionadas na superfície de erosão cimeira de Caçapava do Sul e representam o produto da deposição de uma protodrenagem ou drenagem ancestral em leques desenvolvida a partir do final do Cretáceo Inferior (POTTER, 1997).



Figura 10. Vista geral da Formação Santa Tecla na região de Bagé, formando elevações em mesas resultante da silificação e deposição discordante sobre rochas do embasamento. Do autor.

A Fm. Tupanciretã apresenta mais comumente feições de tênue estratificação plano-paralela, truncadas de baixo ângulo e cruzadas acanaladas, interpretado como um ambiente subaquoso (MENEGOTTO; SARTORI; MACIEL FILHO, 1968; HORBACH et al., 1986) num paleoclima semiárido semelhante ao da Fm. Santa Tecla. Observam-se mais facilmente estruturas primárias na unidade, talvez devido à ausência de processos de calcificação e silificação comuns na Formação Santa Tecla. A ocorrência de camadas plano-paralelas de níveis de sedimentos distais mais finos (MENEGOTTO; SARTORI; MACIEL FILHO, 1968; MENEGOTTO, 1971) remetem a uma típica variação lateral granodecrescente ascendente encontrada em sistemas fluvio-lacustre (COULON; GAMERMANN; FORMOSO, 1973; HORBACH et al., 1986; FÚLFARO, GAMA JÚNIOR; SOARES, 1980). Porém a ocorrência secundária de grãos foscos bem selecionados demonstra a contribuição de um sistema eólico próprio de um clima semiárido (MENEGOTTO, 1971; COULON; GAMERMANN; FORMOSO, 1973).

Assim como a Formação Santa Tecla, apresenta-se como uma deposição num espaço criado anteriormente à formação da atual topografia, e relacionada com a Superfície Cimeira de Vacaria.

As formas de relevo em que se apresenta a Fm. Tupanciretã são homogêneas enquadrando-se no intensamente dissecado Planalto das Araucárias com decaimento para Oeste, entalhado pelo frente de erosão que erodiu os divisores de águas (ALMEIDA, 1956). Estas formas de relevo apresentam-se como colinas suaves, arredondadas (regionalmente chamadas de coxilhas) possuindo drenagem com textura grossa. A Fm. Tupanciretã é suscetível a erosão e maior entalhamento da drenagem devido ao seu caráter arenítico não cimentado, contrastante com as rochas vulcânicas sotopostas, resultando em sulcos, ravinas e voçorocas (NOWATZKI; DUTRA; FLECK, 1999) nas vertentes das coxilhas (Figura 11). Devido a sua posição no relevo, a formação está situada no divisor das águas entre a Bacia do Rio Uruguai e a Bacia do Rio Jacuí.



Figura 11. Vista geral (sentido NW-SE) da Formação Tupanciretã na cidade homônima de Tupanciretã, formando coxilhas suaves com forte incisão da drenagem e abertura de voçorocas. Do autor.

O registro sedimentar é o elemento chave que reflete as mudanças paleoambientais e evoluções tectônicas que influenciam no relevo (FRASCA, 1996). Em ambas as unidades foram observados minerais detríticos de origem ígnea e metamórficas (MENEGOTTO, 1971), indicando que as drenagens traziam sedimentos do embasamento soerguido. O fato de ambas as formações ocuparem atualmente porções elevadas do relevo em suas respectivas áreas de cobertura demonstra uma importante inversão de relevo, conforme observado em porções do Grupo Bauru (ALMEIDA, 1964).

O próprio arqueamento das Superfícies Cimeiras de Caçapava do Sul e de Vacaria está ligado a continuidade do soerguimento litosférico pela pluma do Alto Uruguai/SW África. Ab'Sáber (1959) observou no pacote basáltico uma inclinação dominante de SSE para NNW que justificaria a geração de sistemas de drenagem com escoamento para o interior do continente. As paleocorrentes de diversas unidades triássicas (Fm. Sanga do Cabral e Membro Passo das Tropas) com sentido N-NE e a composição de zircões detríticos da Fm. Santa Maria indicam este comportamento pretérito, sugerindo que a sedimentação era controlada pelo soerguimento do embasamento ao sul (ZERFASS et al., 2004; PHILLIP et al., 2013b; PHILLIP et al., 2018).

As Superfícies de Caçapava-Vacaria tiveram seu início sob condições semiáridas, em ambientes de alta energia que evoluíram para condições quentes e úmidas em ambientes de baixa energia. A deposição da Supersequência Bauru e provavelmente das formações Tupanciretã e Santa Tecla ocorreram durante períodos de alta energia e extensa deposição sedimentar em ambientes fluviais efêmeros. O entalhamento dos rios e instalação das drenagens sobre a pilha basáltica indica que climas plenamente úmidos só se instalariam na região em momentos geológicos mais recentes (AB'SÁBER, 1969).

Aliado ao basculamento das Superfícies Caçapava-Vacaria, a alternância de climas úmidos e secos favoreceu a dissecação da paisagem e aprofundamento da drenagem. A intensa erosão de ambas as formações resultou numa redução do registro geológico de seus depósitos (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986). As características observadas na Formação Santa Tecla mostram episódios de maior aridez e de restrição para a circulação de soluções (parálico), o que favoreceu a calcificação e silicificação (FREITAS, 1982), aspectos que conferiram maior resistência à unidade. Já na Fm. Tupanciretã são observados diaclasamentos, principalmente na fácies conglomerática (MENEGOTTO; SARTORI; MACIEL FILHO, 1968).

5.3 Enquadramento das Formações Santa Tecla e Tupanciretã na Supersequência Bauru (Bacia do Paraná) e paralelo com o Grupo Bauru e Rochas Uruguaias do Cretáceo Superior

A Formação Santa Tecla é correlacionável temporalmente com a Formação Tupanciretã tendo ambas o mesmo contexto geotectônico, paleoclimático e enquadradas nas superfícies cimeiras neocretáceas/paleógenas. Ambas as unidades foram formadas em ambientes de sedimentação similares e possuem litologias análogas que se assentam

discordantemente sobre as demais rochas da Bacia do Paraná. Num contexto mais abrangente da bacia assemelham-se também às demais rochas da Supersequência Bauru.

O registro da Bacia do Paraná não é contínuo, mas sim resultado de sucessivos episódios de sedimentação caracterizando uma sequência policíclica definida por discordâncias regionais que a dividem em suas unidades de segunda ordem chamadas supersequências (MILANI et al., 1998; MILANI; RAMOS, 1998; PHILIPP et al., 2013b) abrangendo parte do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai.

Após o rompimento do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, definiu-se uma depressão sobre o pacote basáltico onde, a partir do Cretáceo Inferior/Superior, haveria espaço para a acomodação da última supersequência na área da Bacia do Paraná: a Supersequência Bauru (MILANI, 1997). Seu espaço de acomodação estaria ligado aos últimos movimentos crustais e rearranjos térmicos relacionados ao evento magmático da Fm. Serra Geral (MILANI et al., 1998; FERNANDES; COIMBRA, 2000).

A Supersequência Bauru tem contato basal discordante sobretudo com os basaltos da Fm. Serra Geral. As suas características são condições semiáridas nas bordas à áridas no interior, com depósitos proximais areno-conglomeráticos de leques aluviais e sistemas fluviais, com avanço da sedimentação levando ao soterramento do substrato basáltico com extensas mantas de lençóis de areia e alguns lamitos como depósitos de *loess*, retidos em baixios eventualmente úmidos/aquosos (MILANI et al., 2007).

Esta fase final de sedimentação Pós Gondwânica na bacia é bem definida no Brasil nos grupos Caiuá (tratos eólicos desérticos) e Bauru (tratos de sistemas fluvio-eólicos de clima semiárido), correlatos com seus análogos com áreas de menor extensão na Argentina e Uruguai (MILANI; RAMOS, 1998; MILANI et al., 1998; MILANI; ZALÁN, 1999; DRAGONE, 2013). Os grupos Caiuá e Bauru possuem contato gradual e lateralizado, ocorrendo de forma transicional e interdigitada (FERNANDES; COIMBRA, 2000; FERNANDES, 2004).

As rochas do Grupo Bauru, posicionadas no Cretáceo Inferior a Superior (HARTMANN; PERTILLE; DUARTE, 2017), desenvolveram-se como uma sub-bacia endorreica assimétrica na Bacia do Paraná após os últimos derrames de lava, que formam o substrato a partir de superfície erosiva regional. A sedimentação do Grupo Bauru estaria relacionada a ciclos de erosão com simultaneidade entre sedimentação na bacia e processos de pediplanação dos quais resultaria a Superfície Japi (FREITAS, 1951a; ALMEIDA, 1964). Sendo assim, seu limite superior é erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana (ou Japi), análoga às Superfícies de Caçapava do Sul e Vacaria (FERNANDES; COIMBRA, 2000; SILVA; KIANG; CHANG, 2009; FERNANDES; RIBEIRO, 2015). São depósitos de clima semiárido com forte sazonalidade em que períodos de seca alternaram-se com períodos de chuva intensa, com sedimentação de leques aluviais, lençóis de areia, canais efêmeros e pequenos lagos (áreas paludais endorreicas), em ambiente continental, incluindo clastos de outras formações da bacia e embasamento cristalino (FREITAS, 1951b; FREITAS, 1982; MILANI et al., 1998; GOLDBERG; GARCIA, 2000). O sistema de drenagem responsável por esta sedimentação foi originado a partir da elevação do embasamento proporcionado pela atividade da pluma mantélica no período Cretáceo (BATEZELLI, 2015), sendo que o Grupo Bauru apresenta basculamento para o interior do continente (ALMEIDA, 1964). O grupo possui proveniência a partir da borda norte e leste da bacia com seu depocentro estando na mesma área da supersequência anterior (Gondwana III) (MILANI et al., 1998; MILANI et al., 2007; FERNANDES; RIBEIRO, 2015).

Unidades do topo do Grupo Bauru como a Fm. Marília possuem litofácies muito similares a Fm. Santa Tecla e Tupanciretã, sendo compostas por arenitos finos a médios, localmente grossos e conglomerados na base, também apresentando localmente estratificações cruzadas acanaladas e cruzadas de pequeno porte. A formação é fossilífera, permitindo ser datada como Maastrichtiano (Cretáceo Superior). Entre as similaridades com a Fm. Santa Tecla, constatam-se a presença de calcretes e silcretes que evidenciam íntima relação com as condições climáticas de semiaridez, assim como a presença de argilas infiltradas (ALMEIDA, 1964; GOLDBERG; GARCIA, 2000; RIBEIRO, 2001; DAL' BÓ; LADEIRA, 2006; MILANI et al., 2007; DANI, 2013; FERNANDES; RIBEIRO, 2015). O processo de infiltração mecânica de argilas está relacionado às condições climáticas secas neste ambiente deposicional durante a eodiagênese, relativo a enxurradas ocasionais (BATEZELLI; GOMES; PERINOTTO, 2005).

Para WNW da cidade de Batatais-SP ocorrem derrames basálticos em um relevo de colinas baixas com grandes áreas contínuas de terra roxa, porém nos mais altos interflúvios ocorrem campos arenosos do Grupo Bauru (ALMEIDA, 1964) de forma análoga à maneira de ocorrência da Fm. Tupanciretã nas regiões de Passo Fundo, Carazinho e Chapada no Rio Grande do Sul (COULON; GAMERMANN; FORMOSO, 1973; GASS; MASSOLA; MONTARDO, 2009).

A Bacia do Paraná apresenta continuidade em direção ao Uruguai e Argentina (MILANI; RAMOS, 1998; PHILIPP et al., 2013b). O Uruguai está localizado no extremo sul da Bacia do Paraná, estando esta porção também cercada por um cinturão ígneo que envolve a bacia (localmente chamada de Bacia Norte). Neste setor da bacia também ocorrem deposições neocretáceas de sedimentação cíclica intracratônica francamente continentais sobrepostas aos derrames basálticos da Fm. Serra Geral (chamados localmente de Fm. Arapey), sendo então estes depósitos interpretados como pequenas expressões da Supersequência Bauru (Figura 8).

As unidades representativas destas deposições enquadram-se no Grupo Paysandú que é composto pelas formações Guichón (base) e Mercedes (topo). Assim como no Grupo Bauru, o Grupo Paysandú possui diferentes tipos de paleossolos e evoluções diagenéticas com litologias depositadas sob condições áridas a semiáridas. Já para Veroslavsky et al. (2019) a Fm. Mercedes é subdividida em duas unidades: a Fm. Asencio e a Fm. Queguay, sobrepostas à Fm. Mercedes e por vezes interdigitando-se com ela, representando arenitosossilíferos de pequenas espessuras os quais comportam processos em que resultaram calcretes, silcretes e superfícies ferruginosas. Descobertas fósseis em ambas as formações do Grupo Paysandú, posição estratigráfica e datação radiométrica lhes asseguram a idade Cretáceo Superior. Essas associações faunísticas são correlacionáveis com aquelas encontradas no Grupo Bauru. A Fm. Guichón, sobreposta aos basaltos de maneira discordante, é constituída por arenitos finos, arenitos grossos, ocorrência de conglomerados subordinados e raros pelitos. Possuem estrutura maciça, plano-paralela ou cruzada de pequeno porte, sendo interpretada como de origem fluvial efêmero e planícies arenosas em ambiente árido a semiárido. É análoga às porções basais do Grupo Bauru (ALMEIDA, 1956; ALVAREZ, 2004; SOTO et al., 2009; BLANCO, et al., 2021).

A Fm. Mercedes, de idade cretácea superior, é composta principalmente por conglomerados e arenitos com espessura aproximada de 200 m no Uruguai, predominantemente arenosa, gerada por leques aluviais, fluviais e lagos efêmeros e episódicas contribuições eólicas. Ela se sobrepõe principalmente à Fm. Guichón, e localmente sobre o embasamento cristalino e basaltos da Fm. Arapey e foi afetada por calcretização, silicificação e ferruginização. É considerada equivalente à Fm. Marília (Grupo Bauru) com base nas características morfológicas, litoestratigráficas, cronoestratigráficas e comportamento hidrológico (GILBOA, 1977). A datação radiométrica pelo método U/Pb dos carbonatos do topo da Fm. Mercedes (ou Fm. Queguay) é de ~72 Ma (Maastrichtiano, Cretáceo Superior), análogo aos calcretes da Fm. Marília (VEROSLAVSKY et al., 2019).

A preservação destas coberturas neocretáceas neste setor do extremo sul da bacia indica que houve influência na evolução tectônico-sedimentar dos arcos de Assunção e Rio Grande para os depocentros voltados para a Argentina e Uruguai (ALVAREZ, 2004), e o mesmo parece ter influenciado nas deposições das formações Tupanciretã e Santa Tecla. Ambas as formações do Rio Grande do Sul podem ser correlacionáveis litoestratigraficamente e temporalmente, em nível regional, com as unidades do Grupo Paysandú (Uruguai) e aquelas correlatas do Grupo Bauru.

6. Conclusões

De maneira inédita é proposto um estudo em conjunto das Formações Santa Tecla e Tupanciretã encontradas no Rio Grande do Sul. Utilizando informações dispersas de raros estudos das duas unidades em associação com interpretações existentes da evolução da Bacia do Paraná e dos eventos geológicos e geomorfológicos, especialmente entre o Cretáceo Inferior/Superior e Paleógeno, é apresentado um modelo que correlaciona estas formações no cenário do Grupo Bauru e Grupo Paysandú (Uruguai). Outros estudos complementares estão sendo implementados, mas a abordagem apresentada permite visualizar dois aspectos: estabelecimento das Formações Santa Tecla e Tupanciretã como representantes da Supersequência Bauru no Rio Grande do Sul e; mudança do conceito vigente baseado unicamente num modelo de processos erosivos no longo intervalo de tempo entre o estabelecimento das vulcânicas do Serra Geral (Cretáceo Inferior) e a Planície Costeira (Plioceno/Pleistoceno).

A exumação das porções do embasamento aliada ao arrefecimento e subsidência pós derrames basálticos da Fm. Serra Geral favoreceu a criação de novos espaços de acomodação na Bacia do Paraná. A reativação tectônica de estruturas na área da Fm. Tupanciretã também poderia ter aumentado o espaço de acomodação desta unidade sobre os basaltos da Fm. Serra Geral.

Estes eventos ocorridos durante um clima árido à semiárido promoveram taxas de intemperismo e erosão e a deposição de sedimentos siliciclásticos imaturos, representados pelas fácies conglomeráticas na base das formações Santa Tecla e Tupanciretã e ocorrência de minerais pesados nas fácies arenosas.

As informações conduzem à interpretação de que as formações Tupanciretã e Santa Tecla representam deposições de antigas drenagens desenvolvidas a partir de um domo de soerguimento térmico relacionado ao período de separação do Supercontinente Gondwana. No Rio Grande do Sul, os fenômenos de soerguimento do domo Alto Uruguai/SW África evidenciam-se no flanco Leste da Bacia do Paraná, tendo modelado profundamente por erosão este setor em função do soerguimento crustal associado ao rifte do Atlântico Sul (MILANI et al., 2007). A posterior estruturação do Arco de Rio Grande propiciou a abertura de espaço para a instalação de sub-bacias que depositaram os sedimentos advindos do domo soerguido e do próprio arco a partir das vulcânicas da Fm. Serra Geral, do embasamento cristalino exposto e reciclagem de outras unidades sedimentares da bacia, semelhante ao observado na Bacia Norte uruguaia, extremo sul da Bacia do Paraná.

Na Supersêquência Bauru, a presença de estruturas como o Arco de Ponta Grossa forçou o acúmulo assimétrico de lavas na Bacia do Paraná e a criação de uma depressão mais acentuada ao norte, propiciando um espesso acúmulo de sedimentos no Grupo Bauru e Caiuá. Durante o Cretáceo, os esforços tectônicos através de domos e arcos favoreceram a compartimentação da bacia e a sedimentação do Grupo Bauru e Caiuá ao norte do Arco de Ponta Grossa e sedimentação de unidades correlacionáveis da Supersequência Bauru ao sul da bacia.

As análises mineralógicas na Fm. Tupanciretã e Santa Tecla são condizentes com a participação de sedimentos exumados de rochas do escudo em idades inferiores ao Terciário. Os registros de paleocorrentes na Fm. Tupanciretã indicam um transporte a partir do quadrante sul, sinalizando justamente o escoamento a partir das porções soerguidas do escudo (RICCOMINI; SANT'ANNA; FAMBRINI, 2016).

Os transportes aluviais/fluviais instalados nestes novos espaços intracratônicos dentro da Bacia do Paraná eram episódicos com fluxos com maior energia (representado pelos conglomerados basais), que rapidamente perdiam a competência ao desembocar nas áreas de subsidência. Os termos mais finos (representados por arenitos e raros siltitos) prosseguiram o processo deposicional nestas subbacias, associado ao aporte de sedimentação eólica (FREITAS, 1982). É possível vislumbrar então um fluxo clástico de rios efêmeros advindos do Arco de Rio Grande e da borda leste soerguida da bacia que, durante os períodos úmidos, alimentavam lagos que se espalhavam nas planícies de inundação aluviais. Neste ambiente semiárido, durante os períodos de seca, eram favorecidos os processos físico-químicos que controlaram a alcalinização das águas restantes podendo formar solos carbonáticos análogos aos da Fm. Marília do Grupo Bauru e da Fm. Mercedes (Uruguai), conforme observado na Fm. Santa Tecla.

A sedimentação tardia fez com que ambas as formações se depositassem discordantemente sobre as demais unidades da Bacia do Paraná, sendo estratigraficamente correlacionáveis com a Supersequência Bauru. Geomorfologicamente elas se inserem nas Superfícies Caçapava-Vacaria estabelecidas no Cretáceo Superior/Paleógeno, e depositadas antes do estabelecimento do aplainamento. As Formações Santa Tecla e Tupanciretã foram formadas em ambientes de sedimentação similares, condições semiáridas intracratônicas, e tendência a características de estabilidade crustal típicas do Cretáceo Inferior a Superior na bacia. Estes elementos são observados no Grupo Bauru e Grupo Paysandú, enquadrados como pertencentes a Supersequência Bauru.

Ao longo do Terciário a área perdeu seu caráter deposicional, e movimentos epirogênicos positivos, aliados a processos diagenéticos, contribuíram para uma condição de inversão do relevo e erosão. O que havia antes sido depositado em áreas deprimidas do relevo passou a atuar como interflúvio, o que facilitou a intensa erosão destas litologias (Figura 12).

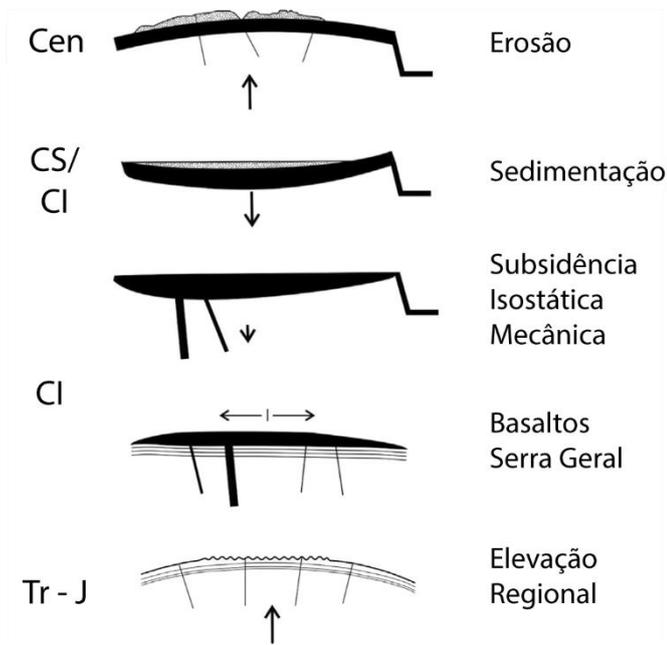


Figura 12. Representação esquemática da evolução dos terrenos para a exumação das áreas fontes, estabelecimento de novos espaços deposicionais e posterior inversão de relevo culminando na erosão parcial das unidades. Cen: Cenozóico, CS: Cretáceo Superior, CI: Cretáceo Inferior, Tr: Triássico, J: Jurássico. Modificado de Fernandes e Ribeiro (2015).

Contribuições dos Autores: K. M. V. Ruppel: Concepção, metodologia, software, validação, análise formal, pesquisa, recursos, curadoria de dados, redação-versão inicial, redação-revisão e edição, aquisição de financiamento. N. D: Software, validação, análise formal, recursos, curadoria de dados, redação-revisão e edição, supervisão, aquisição de financiamento. N. A. L: Validação, análise formal, redação-revisão e edição.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), número de bolsa 88882.345540/2019-01.

Agradecimentos: As atividades de campo foram apoiadas pelo Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Agradecemos a contribuição dos dois revisores para o aprimoramento do artigo.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Nem todas as escarpas basálticas brasileiras são cuestas. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 2, n. 4, p. 47-48, 1959.
2. AB'SÁBER, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. In: Azevedo, A. (Ed.) **Brasil - A terra e o homem**. 1ª Ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964, p. 135-250.
3. AB'SÁBER, A. N. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Rio Grande do Sul. *Geomorfologia*, v. 11, p. 1-17, 1969.
4. AB'SÁBER, A. N. Megageomorfologia do Território Brasileiro. In: Cunha, S. B. e Guerra, A. J. T (Ed.). **Geomorfologia do Brasil**. 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 71-106.
5. ADAMS, C. J. D.; GABITES, J. E.; GRINDLEY, G. W. Orogenic history of the central Transantarctic Mountains: New K-Ar age data on the Precambrian Lower Paleozoic basement. *Antarctic Geoscience UW Press*, p. 817-826, 1982.
6. ALMEIDA, F. F. M. O Planalto Basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 24, p. 3-34, 1956.
7. ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto de Geográfico e Geológico*, n. 41, p. 169-263, 1964. DOI: 10.33958/revig.v39i3.600
8. ALVAREZ, H. B. S. A. **Análise tectono-estratigráfica das seqüências Permotriássica e Jurocretácea da Bacia Chacoparanense Uruguiaia ("Cuenca Norte")**. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2004. 274p.

9. AULER, D. **Caracterização do Arcabouço Geológico-Estrutural da Sinclinal de Torres Através do Método Magnetotelúrico (MT)**. Monografia (Conclusão de Curso), Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2016. 58p.
10. BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 311-322, 2005. DOI: 10.25249/0375-7536.2005353311322
11. BATEZELLI, A. Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. **Basin Research**, v. 29, p. 1-25, 2015. DOI: 10.1111/bre.12128
12. BERTÊ, A. M. A.; CARGNIN, A. P.; LEMOS, B. O.; SILVA, C. R.; FERREIRA, G. S.; MIERES, L., S., PEREIRA, M. S. L.; OLIVEIRA, S. B.; MARCON, J. **Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul**. Departamento de Planejamento Governamental. 6. ED: Porto Alegre. 2021. 203p.
13. BEURLEN, K.; SENA SOBRINHO, M.; MARTINS, E. A. Formações Gondwânicas do Rio Grande do Sul. **Boletim do Museu Nacional**, v. 22, n.1, p. 1-55, 1955.
14. BLANCO, G.; ABRE, P.; FERRIZO, H.; GAYE, M.; GAMAZO, P.; RAMOS, J.; ALVAREDA, E. Revealing weathering, diagenetic and provenance evolution using petrography and geochemistry: A case of study from the Cretaceous to Cenozoic sedimentary record of the SE Chaco-Paraná basin in Uruguay. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 105, p. 1-18, 2021. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102974
15. CAMOZZATTO, E.; PHILIPP, R. P.; LOPES, R. C.; KLEIN, C.; SANDER, A.; RUPPEL, L. M. V. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Hulha Negra, SH.22-Y-C-I**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, 2017. Escala 1:100.000.
16. CAMOZZATTO, E.; KLEIN, C.; R. P.; IGLESIAS, C. M. F. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Bagé, SH.21-Z-D-III**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, 2018. Escala 1:100.000.
17. CAMPBELL, I. H.; GRIFFITHS, R. W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. **Earth Planet Sci Lett**, v. 99, p. 79-93, 1990. DOI: 10.1016/0012-821X(90)90072-6
18. CARVALHO, P. F. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil**, v. 66, n. 1, p. 1-72, 1932.
19. CHOUDHURI, M.; NEMČOK, M. **Mantle Plumes and Their Effects**. 1ª Ed. Bratislava: Springer, 2017. 137p. DOI: 10.1007/978-3-319-44239-6
20. CORRÊA, A. C. B.; MONTEIRO, K. A. Revisitando as superfícies de aplainamento: novos enfoques e implicações para a geomorfologia geográfica. **Humboldt - Revista de Geografia Física e Meio Ambiente**, v. 1, n. 2, p. 1-26, 2021.
21. COULON, F. K.; GAMERMANN, N.; FORMOSO, M. L. L. Considerações sobre a Gênese da Formação Tupanciretã. **Pesquisas em Geociências**, v.2, n.1, p. 78-89, 1973. DOI: 10.22456/1807-9806.21866
22. COX, K. G. A Model for Flood Basalt Vulcanism. **Journal of Petrology**, v. 21, n. 4, p. 629-650, 1980. DOI: 10.1093/petrology/21.4.629
23. COX, K. G. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, v. 342, n. 21/28, p. 873-877, 1989. DOI: 10.1038/342873a0
24. DAL' BÓ, P. F. F.; LADEIRA, F. S. B. 2006 Ambientes paleoclimático da Formação Marília baseado em análise paleopedológica na região de Monte Alto (SP). **Geociências UNESP**, v. 25, n. 1, p. 127-134, 2006.
25. DANI, A. P. O. **Caracterização faciológica e petrográfica da Formação Santa Tecla, RS**. Monografia (Conclusão de Curso), Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2013. 77p.
26. DRAGONE, G. N. **Estrutura crustal da Bacia Chaco-Paraná a partir de dados gravimétricos**. Dissertação (Mestrado em Geofísica), Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2013. 92p.
27. FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000. DOI: 10.25249/0375-7536.2000304717728
28. FERNANDES, L. A. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), Escala 1:1.000.000. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 55, p. 53-66, 2004. DOI: 10.5380/geo.v55i0.4283
29. FERNANDES, L. A.; RIBEIRO, C. M. M. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v.61, p. 71-90, 2015. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.11.007
30. FORMOSO, M. L. L.; Willig, C. D. A discordância Palermo-Santa Tecla. **Notas e Estudos da Escola de Geologia-UFRGS**, v.1, n. 2, p. 83-91, 1966.
31. FRANCESCETTO, J. A.; LISBOA, P. F. C. **Geologia das cabeceiras do Rio Santa Maria, RGS, Escala 1:50.000, área-FL**. Monografia (Conclusão de Curso), Curso de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo. 1979. 67p.

32. FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. **Exumação Tectônica e Evolução Associada do Relevo no Arco de Ponta Grossa, Sul-Sudeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Geologia) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009. 147p.
33. FRASCA, A. A. S. **Sensoriamento remoto e geologia estrutural: Aplicações de estudos tectônicos em uma porção da borda sudeste da Bacia do Paraná-RS**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1996. 138p.
34. FREITAS, R. O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciência e Letras-USP**, v. 130, n. 6, 143p, 1951a.
35. FREITAS, R. O. Sobre a Origem da Bacia de São Paulo. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 9, p. 60-64, 1951b.
36. FREITAS, R. O. Definição estratigráfica do Grupo Bauru por Sedimentogramas. **Instituto Geológico de São Paulo**, Boletim n° 6, 94p, 1982.
37. FÚLFARO, V. J.; GAMA JÚNIOR, E. G.; SOARES, P. C. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. São Paulo: Paulipetro, 1980. 155p. Relatório BP-008/60.
38. GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, fission track analysis and long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 1, p. 65-77, 1995. DOI: 10.1016/0895-9811(94)00042-Z
39. GAMERMANN, N.; CARRARO, C. C.; EICK, N.; BORTOLUZZI, C. A. Geotransversal brasileira norte-sul (parcial). Projeto internacional do manto superior - Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, v. 2, n. 1, p. 49-60, 1973. DOI: 10.22456/1807-9806.21861
40. GASS, S. L. B.; MASSOLA, J. L.; MONTARDO, D. K. Caracterização Geológico-Geomorfológica da Microbacia do Arroio Varejão, Município de Chapada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2009, Natal. **Anais...** INPE, 2009. p. 3833-3840.
41. GILBOA, Y. The Groundwater Resources of Uruguay. **Hydrological Sciences Journal**, v. 22, n. 1, p. 115-126, 1977. DOI: 10.1080/02626667709491697
42. GOLDBERG, K.; GARCIA, A. J. V. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Parana Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, n. 21, p. 241-254, 2000. DOI: 10.1006/cres.2000.0207
43. GOODGE, J. W.; BORG, S. G.; SMITH, B. K.; BENNETT, V. C. Tectonic significance of Proterozoic ductile shortening and translation along the Antarctic margin of Gondwana. **Earth and Planetary Science Letters**, V. 104, n. 1, p. 117-118, 1991. DOI: 10.1016/0012-821X(91)90017-C
44. HARTMANN, L. A.; PERTILLE, J.; DUARTE, L. C. Giant-geode endowment of tumuli in the Veia Alta flow, Ametista do Sul. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 77, p. 51-57, 2017. DOI: 10.1016/j.jsames.2017.04.013
45. HARTMANN, L. A.; PERTILLE, J.; Cerva-Alves, T.; DUARTE, S. K. Paraná quartz andesite rings and arcs formed by distal imprint of dune design from the Botucatu paleoerg. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, 103612, 2021. DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103612
46. HE, B., XU, Y.; CHUNG, S.; XIAO, L.; WANG, Y. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 2013, n. 3-4, p. 391-405, 2003. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00323-6
47. HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R. G.; MOREIRA, H. L.; FUCK, G. F.; MOREIRA, M. L. O.; MARIMON, M. P. C.; PIRES, J. L.; VIVIAN, O.; MARINHO, D. A.; TEIXEIRA, W. **Geologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 29-312. Projeto RADAM-BRASIL, Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra.
48. ISSLER, R. S. **Mapa geológico do grau de São Gabriel, RS, Brasil**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 1972. Escala 1:250.000.
49. JULIÀ, L.; ASSUMPTÃO, M.; ROCHA, M. P. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, B08318, 2008. DOI: 10.1029/2007JB005374
50. JUSTUS, J. O.; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M. **Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 313-404. Projeto RADAMBRASIL, Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra.
51. KARL, M.; GLASMACHER, U. A.; KOLLENS, S.; STOCKLI, D. F.; HACKSPACHER, P. C. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U-Th-Sm)/He and fission track data. **Tectonophysics**, v. 604, p. 224-244, 2013. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.06.017
52. KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

53. KLEIN, C. Depósitos Cenozoicos (Paleógeno/Neógeno). In: Laux, J. C. (Ed.), **Geologia e Recursos Minerais da Folha Lagoa da Meia Lua, SH.21-Z-B-VI, escala 1:100.000, Estado do Rio Grande Do Sul**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil. 2017. p. 193-196.
54. KLEIN, M. A.; LISBOA, N. A. Caracterização Morfoestrutural da Região de Quitéria – Várzea do Capivarita Através da Análise de Produtos de Sensoriamento Remoto. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 25, p. 67-78, 2002.
55. LEINZ, V. Arenito silicificado de Bagé, Rio Grande do Sul e sua aplicação possível na fabricação de refratários silicosos. **Mineração e Metalurgia**, v. 6, n. 33, p. 137-140, 1942.
56. LISBOA, N. A.; SCHUCK, M. T. G. O. Identificação e estudo geomorfológico da Superfície de Aplainamento do Cero da Lagoa, (Santana da Boa Vista), RS, através de técnicas de sensoriamento remoto. **Boletim IG-USP, Série Científica**, v. 9, p. 189-199, 1990.
57. LISBOA, N. A.; CASTRO, J. H. W. Captura do Sistema Fluvial Camaquã pelo Sistema Fluvial Jacuí – São Gabriel, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 25, n. 2, p. 67-71, 1998. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21168>
58. LOPER, D. E. Mantle plumes and their effect on the Earth's surface: a review and synthesis. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 27, n. 1, p. 35-51, 1997. DOI: 10.1016/S0377-0265(97)00026-2
59. MARIN, H. D. **Análise Morfoestrutural como ferramenta para a identificação da influência de processos tectônicos associados com a Formação Tupanciretã-RS**. Monografia (Conclusão de Curso), Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2022. 64p.
60. MARTINS, E. A.; SENA SOBRINHO, M. Permocarbonífera a Série Santa Tecla. **Mineração e Metalurgia**, v. 14, n. 81, p. 79-80, 1949.
61. MATOS, R. M. D, KRUEGER, A., NORTON, I., CASEY, K. The fundamental role of the Borborema and Benin–Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of the South Atlantic Cretaceous Rift system. **Marine and Petroleum Geology**, v. 127, 104872, 2021. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104872
62. MENEGOTTO, E.; SARTORI, P. L.; MACIEL FILHO, C. L. Nova sequência sedimentar sobre a Serra Geral no Rio Grande do Sul. **Instituto de Solos e Culturas da Universidade Federal de Santa Maria, Seção de Geologia, Publicação Especial**, v. 01, p. 1-19, 1968.
63. MENEGOTTO, E. **Sedimentologia da Formação Tupanciretã**. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1971. 62p.
64. MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997. 255p.
65. MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, v. 4, p. 473-484, 1998. DOI: 10.25249/0375-7536.1998473484
66. MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil. **Boletim IG-USP, Série Científica**, v. 29, p. 125-148, 1998.
67. MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
68. MONNEREAU, M.; RABINOWICZ, M.; ARQUIS, E. Mechanical erosion and reheating of the lithosphere: A numerical model for hotspot swells. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. B1, p. 809-823, 1993. DOI: 10.1029/92JB01677
69. MOORE, A.; BLENKINSOP, T. The role of mantle plumes in the development of continental-scale drainage patterns: The southern African example revisited. **South African Journal of Geology**, v. 105, p. 353-360, 2002. DOI: 10.2113/1050353
70. NASA. **NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second number**. Distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2013. <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1N.003>
71. NOWATZKI, C. H.; DUTRA, T. L.; FLECK, A. Novas observações sobre a Formação Tupanciretã, Estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 49, p. 39-52, 1999.
72. PETRY, K.; ALMEIDA, D. P. M.; ZERFASS, H. O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar. **Gaea - Journal of Geoscience**, v. 1, n. 1, p. 36-47, 2005.
73. PETRY, T. S.; PHILIPP, R. P.; GONZATTI, C. Geologia estrutural aplicada à mineração subterrânea de carvão em Araranguá (SC, Brasil). **Pesquisas em Geociências**, v. 45: e0656, 2018. DOI: 10.22456/1807-9806.85644
74. PHILIPP, R. P.; ZVIRTES, G.; BRUCKMANN, M. P.; FACCINI, U. F.; VIANA, A. R.; LAVINA, E.; SCHERER, C. M. S. Estruturas tectônicas na seção geológica Santana do Livramento Rosário do Sul-Jaguari: evidências do Arco de Rio Grande, Bacia do Paraná, RS. In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2013, Chapada dos Guimarães. **Anais... SBG**, 2013a.

75. PHILIPP, R. P.; KLOSS, H. P.; SCHULTZ, C. L.; BASEI, M. A. S.; HORN, B. L.; SOARES, M. Proveniência por U-Pb LA-ICP-MS em zircão detrítico e idade de deposição da Formação Santa Maria, Triássico da Bacia do Paraná, RS: evidências da estruturação do Arco do Rio Grande. In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2013, Chapada dos Guimarães. **Anais...** SBG, 2013b.
76. PHILIPP, R. P.; ROLIM, S. B. A.; MALTA, L.; JELINEK, A. R.; VIANA, A.; LAVINA, E.; CAGLIARI, J.; FACCINI, U. F. Estruturação do Arco de Rio Grande e da Sinclinal de Torres, Bacia do Paraná, RS: Evidências por Levantamentos Magnetotelúricos. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2014, Porto Alegre. **Anais...** SBGf, 2014. DOI: 10.22564/6simbgf2014.026
77. PHILIPP, R. P.; SCHULTZ, C. L.; KLOSS, H. P.; HORN, B. L. D.; SOARES, M. B. Middle Triassic SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersal revealed by integration of stratigraphy and U-Pb zircon analysis: The Santa Cruz Sequence, Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 88, p. 216–237, 2018. DOI: 10.1016/j.jsames.2018.08.018
78. POTTER, P. E. The Mesozoic and Cenozoic Paleodrainage of South America: A Natural History. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 5, p. 331-344, 1997. DOI: 10.1016/S0895-9811(97)00031-X
79. POTTER, P. E.; HAMBLIN, W. K. **Big Rivers Worldwid-Part 1 Origins**. 1ª Ed. Provo-UT: Brigham Young University, 2006, 81p.
80. RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W. **Pedro Osório, Folha SH.22-Y-C: estado do Rio Grande do Sul**. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 1999. Nota Técnica, p. 9-56. Escala 1:250.000.
81. REIS, M. S. **Caracterização Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares da Formação Tupanciretã, no Planalto Meridional do Rio Grande do Sul, Brasil**. Dissertação (Mestrado em Ambiente e Sustentabilidade), Universidade Estadual do Rio Grande do Sul, São Francisco de Paula. 2020. 78p.
82. RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FAMBRINI, G. L. Jacuí: nova bacia sedimentar Eocretácea no Sul do Brasil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba, 2005.
83. RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FAMBRINI, G. L. The Early Cretaceous Jacuí Group, a newly discovered Volcaniclastic - epiclastic accumulation at the top of the Paraná Basin, southern Brazil. **Cretaceous Research**, v. 59, p. 111-128, 2016. DOI: 10.1016/j.cretres.2015.10.020
84. RIBEIRO, D. T. P. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 7-12, 2001. DOI: 10.25249/0375-7536.20013110712
85. ROBAINA, L. E. S., TRENTIN, R., BAZZAN, T., RECKZIEGEL, E. W., VERDUM, R., NARDIN, D. Compartimentação Geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Ibicuí, Rio Grande do Sul, Brasil: Proposta de Classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, V. 11 (2), p. 11-23, 2010. DOI: <https://doi.org/10.20502/rbg.v11i2.148>
86. SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960. DOI: 10.1306/0BDA61AF-16BD-11D7-8645000102C1865D
87. SEGEV, A. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. **Geological Survey of Israel**, v. 325, n. 3/4, p. 257-277, 2000. DOI: 10.1016/S0040-1951(00)00122-0
88. SEMA/FEPAM. **Base Cartográfica do Estado do Rio Grande do Sul: Bacias Hidrográficas do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Secretaria Estadual do Meio Ambiente do Rio Grande do Sul e Fundação Estadual de Proteção Ambiental Henrique Luiz Röessler, 2018. Escala 1:25.000-BCRS25.
89. SILVA, F. P.; KIANG, C. H.; CHANG, M. R. C. Perfis de Referência do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Geociências UNESP**, v. 22, n. Especial, p. 21-32, 2003.
- SILVA, M. A. S.; FAVILLA, C. A. C.; WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. C.; SACHS, L. L. B.; SILVA, V. A.; BATISTA, I. H. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha SH.21-Uruguaiana**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, 2004. Escala: 1:1.000.000.
90. SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, v. 3, n. 20, p. 1-22, 2009. DOI: 10.12957/geouerj.2009.1426
91. SILVA, F. P.; KIANG, C. H.; CHANG, M. R. C. Sedimentation of the Cretaceous Bauru Group in São Paulo, Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 28, p. 25-39, 2009. DOI: 10.1016/j.jsames.2009.02.008
92. SLEEP, N. H. A wayward plume?. **Nature**, v. 378, p. 19-20, 1995. DOI: 10.1038/378019a0
93. SOTO, M.; PEREA, D.; VEROSLAVSKY, G.; RINDERKNECHT, A.; UBILLA, M.; LECUONA, G. Nuevos hallazgos de restos de dinosaurios y consideraciones sobre la edad de la Formación Guichón. **Sociedad Uruguaya de Geología**, v. 15, p. 11-23, 2009.

94. SUERTEGARAY, D. M. A. Geomorfologia do Rio Grande do Sul, O Saber de Ab'Sáber. In: MODENESI-GAUTTIERI, M.C., BARTORELLI, A., MANTESSO-NETO, V., CARNEIRO, C. R., LISBOA, M. B. A. L. (Ed.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. 1ª Ed. São Paulo: Beca-BALL, 2010. p. 334-343.
95. SUMMERFIELD, M. A. Landforms and tectonics of plate interiors. In: SUMMERHELD, M. A. (Ed.). **Global Geomorphology**. 1ª Ed. Nova York: Routledge, 2013a. p. 85-106. DOI: 10.4324/9781315841182
96. SUMMERFIELD, M. A. Tectonics and Drainage development. In: SUMMERHELD, M. A. (Ed.). **Global Geomorphology**. 1ª Ed. Nova York: Routledge, 2013b. p. 405-432. DOI: 10.4324/9781315841182
97. TANKARD, A. J.; JACKSON, M.; ERIKSSON, K. A.; HOBDAV, D. K.; HUNTER, D. R.; MINTER, W. E. L. **Crustal Evolution of Southern Africa**. 1ª Ed. Berlin: Springer-Verlag, 1982. 523p. DOI : 10.1007/978-1-4613-8147-1
98. TESSARI, R. L.; GIFFONI, L. E. Geologia da Região de Piratini-Pinheiro Machado-Bagé - Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia-DNPM-RJ**, v. 246, p. 66-76, 1970.
99. TRENTIN, R., SANTOS, L. J. C., ROBAINA, L. E. S. Compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio Itu: Oeste do Rio Grande do Sul - Brasil. **Soc. & Nat.**, v. 24, p. 127-142, 2012. DOI: 10.1590/S1982-45132012000100011
100. OSLAVSKY, G.; AUBET, N.; MARTÍNEZ, S. A.; HEAMAN, L. M.; CABRERA, F.; MESA, V. Late Cretaceous stratigraphy of the southeastern Chaco - Paraná Basin ("Norte Basin" - Uruguay): the Maastrichtian age of the calcretization process. **Geociências UNESP**, v. 38, n. 2, p. 427-449, 2019.
101. WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. P. Magmatism and Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. B6, p. 7685-7729, 1989. DOI: 10.1029/JB094iB06p07685
102. WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. C.; IGLESIAS, C. M. F. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, 2006. Escala: 1:750.000.
103. ZERFASS, H., CHEMALE, F., SCHULTZ, C.L., LAVINA, E., 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. **Sedimentary Geology**, v. 166, p. 265-292. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2003.12.008



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.