

Bacia de Pelotas

Gilmar Vital Bueno¹, Angélica Alida Zacharias², Sergio Goulart Oreiro²,

José Antonio Cupertino³, Frank U. H. Falkenhein⁴, Marcelo A. Martins Neto⁵

Palavras-chave: Bacia de Pelotas | Estratigrafia | carta estratigráfica

Keywords: Pelotas Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

Dentro do conjunto de bacias geradas pela ruptura do Gondwana Oeste e da formação do Oceano Atlântico Sul, a Bacia de Pelotas é a mais meridional na costa brasileira. O segmento de *seaward dipping reflections* (SDRs) presente na bacia e que se estende até a Bacia de São Jorge, na Argentina, demonstra um desenvolvimento concordante com os das bacias atlânticas ao sul do continente americano. Estas bacias apresentam certas peculiaridades, entre elas a rica constituição magmática do seu preenchimento, que pode caracterizá-las como um exemplo de margem vulcânica (Talwani e Abreu, 2000). Ainda devido às condições de mar aberto, não houve o desen-

volvimento da seção evaporítica aptiana, que é particularmente notável a partir da Bacia de Santos.

A bacia situa-se entre o Alto de Florianópolis, limite com a Bacia de Santos, e o Alto de Polônio, no Uruguai. Esta pode ser dividida em duas sub-bacias: Norte, a partir do Terraço de Rio Grande até o Alto de Florianópolis, e Sul, do Terraço em direção ao Alto de Polônio (Silveira e Machado, 2004). Mais tarde, aproximadamente os mesmos segmentos, também foram considerados como duas sub-bacias, porém, tendo como marco divisor tectono-sedimentar o lineamento estrutural de Porto Alegre.

Apesar das citadas diferenças, seguiram-se as denominações litoestratigráficas contidas em Dias *et al.* (1994), e procurou-se adequar em uma única carta o arcabouço estratigráfico e as feições geo-

¹ E&P Exploração/Geologia Aplicada a Exploração/Modelagem de Sistema Petrolífero - e-mail: gilmarvb@petrobras.com.br

² E&P Exploração/Interpretação e Avaliação das Bacias da Costa Sul/Pólo Sul

³ E&P Exploração/Interpretação e Avaliação das Bacias da Costa Leste

⁴ E&P/Assessor DE&P

⁵ Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto

lógicas representadas por eventos tectono-magmáticos e seqüências deposicionais interpretados na bacia. Entretanto, as peculiares distinções geológicas entre as porções sul e norte da Bacia de Pelotas conduzem a necessidade de se discorrer sobre fundamentos da tectônica rifte, com o propósito de auxiliar no entendimento da divisão dos estágios evolutivos aqui propostos.

As bacias de margem passiva que se originaram a partir da ruptura de crosta continental experimentaram uma subsidência de natureza distinta ao longo do processo de rifteamento. Este é subdividido em três estágios: pré-rifte, rifte e pós-rifte, que retratam o grau de atividade e o estilo tectônico predominante que irá produzir bacias sedimentares geometricamente diferentes. Entende-se como tal, as amplas depressões geradas anteriormente aos meio-grábens constituídos durante a fase de subsidência mecânica, e as bacias formadas a partir da subsidência termal. Tanto as últimas quanto as primeiras apresentam uma geometria em prato, mais conhecida pelo termo *sag*. Porém, as primeiras extrapolam os limites de ocorrência do futuro conjunto de grábens, e as últimas tendem a restringirem-se ao interior deles. Por estarem relacionados a um processo genético comum, os depósitos sedimentares associados a estas três sucessivas bacias representam o que se denomina de: estratos pré-rifte, rifte e pós-rifte (Magnavita, 1992).

O espaço de acomodação gerado pela tectônica é preenchido por uma superimposição de distintos padrões deposicionais, que freqüentemente estão limitados por superfícies discordantes regionais. A identificação das discordâncias dependerá das relações estratigráficas desenvolvidas nas regiões axial e lateral de um rifte. Tanto os estratos pré-rifte quanto os pós-rifte apresentam um padrão tabular que contrasta com o perfil de um gráben assimétrico, originado a partir de uma sedimentação sintectônica, característica do estágio rifte. Conseqüentemente, as rochas deste intervalo se encerram entre duas superfícies discordantes de acentuado caráter angular. A discordância inicial do rifte (*rift onset unconformity*), melhor identificada nas bordas da bacia, e a da separação continental (*breakup unconformity*) (Falwey, 1974), ou discordância do pós-rifte, no caso de riftes que tenham tido sua evolução cessada antes do início do espalhamento oceânico (Bosence, 1998), tal como observado para o Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá, no Nordeste do Brasil.

Em geral, se aceita que o desenvolvimento de separações continentais ocorra de forma episódica ao longo de uma extensa faixa, com múltiplas fases de rifteamento e oceanização, processo conhecido como Rifte Propagante. Isto é, ao longo da separação, enquanto um determinado segmento já se encontra na fase de espalhamento oceânico, outros ainda encontram-se na fase rifte em graus diferenciados de extensão de crosta, trazendo implícito o conceito de evolução progressiva e diácrona.

Com base nas variações das larguras de ocorrência da província de *seaward dipping reflections* (SDRs) São Jorge/Pelotas e às diferentes idades indicadas pelos lineamentos magnéticos a ela associados, Bueno (2001, 2004) propôs uma evolução polifásica para o espalhamento oceânico à frente da margem brasileira na qual se encontra a Bacia de Pelotas. O primeiro estágio de *breakup* teria se estendido para nordeste até a Sinclinal de Torres, onde se encontram os afloramentos basálticos da Província Vulcânica Paraná, praticamente coincidindo com o limite entre as sub-bacias Sul e Norte proposto por Silveira e Machado (2004). O segundo teria alcançado a latitude do Lineamento Capricórnio, atual limite sul do Platô de São Paulo na Bacia de Santos.

embasamento

A Bacia de Pelotas, a sudoeste do poço 1-RSS-1 (próximo ao paralelo 30° S), assenta-se sobre o Cinturão Dom Feliciano, faixa móvel gerada durante o Ciclo Brasileiro. Constitui-se por rochas metamórficas de baixo grau (filitos, xistos, quartzitos e mármore), granitos e migmatitos cobertos por uma seqüência molássica afetada por vulcanismo (Villwock e Tomazelli, 1995).

Na porção central do cinturão ocorre o Batólito de Pelotas (Fragoso Cesar *et al.* 1986), cuja evolução polifásica se deu entre 850 e 450 Ma e tem sido fonte de clásticos para a Bacia de Pelotas (Villwock e Tomazelli, 1995).

A nordeste do poço 1-RSS-1, a Bacia de Pelotas repousa sobre as Seqüências Vulcano-Sedimentares da Bacia do Paraná. Segundo Zalán *et al.* (1990), esta se originou a partir da subsidência térmica que se seguiu ao resfriamento da

crosta continental posterior ao Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan Africano, dando origem a uma sinéclise que ocupou uma área aproximada de 1.750.000 km². De acordo com estes autores, o preenchimento sedimentar dessa bacia se constituiu de três seqüências sedimentares paleozóicas e mais duas seqüências mesozóicas.

Por meio de dados de poço perfurado na cidade de Torres (RS) pela Petrobras, constatou-se a presença de uma seqüência sedimentar Permo-Triássica (grupos Guatá e Passa Dois) e outra vulcano-sedimentar Juro-Cretácea (formações Serra Geral e Botucatu), confirmando a atuação da Bacia do Paraná, não só como embasamento para a Bacia de Pelotas, mas também como área fonte de sedimentação clástica.

A distinção reológica no substrato da Bacia de Pelotas pode ter sido a causa principal de uma série de diferentes comportamentos termo-mecânicos presentes durante as fases rifte e pós-rifte, registrados ao longo dos seus 900 km de extensão. Entre eles, ressalta-se o aumento abrupto da espessura da Superseqüência Pós-Rifte quando sobre o prolongamento da Sinclinal de Torres para dentro da bacia, a brusca variação na largura da área de ocorrência dos SDRs ao cruzar o limite entre as sub-bacias Sul e Norte de Silveira e Machado (2004), e a quase ausência dos meio-grábens antitéticos da fase rifte na sub-bacia Norte, que estão ostensivamente presentes na sub-bacia Sul.

Superseqüência Paleozóica-Mesozóica

Seqüência Permo-Triássica

Três formações desenvolvidas em ambiente marinho (formações Rio Bonito, Palermo e Irati) constituem a base da Seqüência P-Tr. A porção superior é formada por duas formações (Teresina e Rio do Rastro) depositadas em ambiente flúvio-lacustre-marés (Milani *et al.* 1994).

Zalán *et al.* (1990) consideraram que as três primeiras formações representam ciclos transgressivos-regressivos rigidos pela variação do nível do mar e esfor-

ços intraplacas derivados das orogenias andinas. Já a deposição das duas últimas formações foi fortemente influenciada pelo clima e aridez crescente, associada à atenuação da subsidência da bacia (Milani *et al.* 1994).

Seqüência Juro-Cretácea

A Seqüência J-K10 é basicamente formada pelos arenitos da Formação Botucatu, que se constituiu num extenso campo de dunas, que cobriu inteiramente a sinéclise do Paraná (Milani *et al.* 1994).

seqüências sedimentares

Vinte e uma seqüências deposicionais, representadas por rochas sedimentares e vulcânicas do Cretáceo Inferior, Paleógeno e do Neógeno, compõem o registro stratigráfico da Bacia de Pelotas. Os depósitos relacionam-se à extensão crustal cretácea e caracterizam os estágios rifte (Barremiano ao Aptiano), pós-rifte (Neoaptiano) e drifte (Neoaptiano ao Neógeno). As rochas representativas do estágio pré-rifte (Hauteriviano ao Barremiano), basaltos da Província do Paraná, são considerados como pertencentes ao contexto evolutivo da Bacia do Paraná.

Superseqüência Pré-Rifte

A natureza dos estratos pré-rifte está intimamente relacionada ao comportamento de ascensão da astenosfera. Milani (1987) constatou que para os riftes do Nordeste do Brasil, a sedimentação pré-rifte foi o resultado de uma lenta e progressiva subsidência da região. Este processo difere do observado nos riftes do sul-sudeste da margem continental brasileira, onde o volumoso vulcanismo basáltico da Província do Paraná precedeu o rifteamento do Atlântico Sul. Este distinto comportamento litosférico foi respectivamente classificado por Sengör e Burke (1978) como rifte passivo e ativo. O primeiro gerado por tensões horizontais devido a movimentos de placas, enquanto que o segundo seria o produto da atividade de plumas mantélicas e fusão do manto por decompressão, no caso do *hot spot* Tristão da Cunha.

Seqüência Eocretácea

Milani *et al.* (1994) consideraram os espessos derrames basálticos da Formação Serra Geral, soto-postos a Formação Imbituba na porção norte da Bacia de Pelotas, como uma manifestação magmática no estágio pré-ruptura do Gondwana, o que conceitualmente reflete o estágio inicial do processo de rifteamento, sendo considerados como os estratos pré-rifte na evolução da Bacia de Pelotas (Seqüência K20). Estes se encontram rotacionados e em contato discordante com as rochas do estágio rifte.

A datação dos derrames basálticos continentais Paraná (Brasil)-Etendeka (África) pelo método Ar-Ar (Stewart *et al.* 1996) a partir de uma criteriosa análise de amostras de superfície e de poços, obtiveram uma visão tridimensional do sucessivo empilhamento e calcularam para todo o magmatismo uma idade entre 138 a 127 Ma. Constataram que as taxas de erupção aumentaram ao longo do tempo conforme o grau de extensão para atingirem o pico em torno de 132 ± 2 Ma, quando o magmatismo intracontinental decresce substancialmente em decorrência do *breakup*, deslocando o vulcanismo para os espaços gerados no interior dos meio-grábens formados pelo processo de rifteamento.

Superseqüência Rifte

A fase rifte pode ser dividida em dois estágios: Rifte I – relacionado à Seqüência K30-K44, que é basicamente representada pelos basaltos da Formação Imbituba, e o Rifte II – constituído pelas fácies silicilásticas da Formação Cassino (Seqüência K46).

Estas seqüências preenchem uma associação de meio-grábens antitéticos, dando o aspecto que a Bacia de Pelotas herdou a borda flexural do rifte precursor, restando à borda falhada a bacia conjugada da Namíbia, na África.

Seqüência K30-K44

Os depósitos vulcânicos de afinidade básica da Formação Imbituba, que eram considerados essencialmente síncronos à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Dias *et al.* 1994), tiveram seu posicionamento estratigráfico revisto em função dos

resultados geocronológicos (Ar-Ar) obtidos em amostras do poço 1-RSS-3. Os dados de Lobo (2007) apontam a idade de $118 \pm 1,9$ Ma para a amostra datada imediatamente abaixo da discordância limitrofe entre os riftes I e II, e $125,3 \pm 0,7$ Ma próximo à base da seção, que se assenta em discordância sobre um nível riolítico correlacionável ao Membro Nova Prata da Formação Serra Geral, cujo período de extrusão ocorreu entre 127 e 138 Ma (Stewart *et al.* 1996).

Seqüência K46

Esta seqüência se constitui nos clásticos grossos e finos de idade Aptiana da Formação Cassino, que tal como a Formação Guaratiba, sua correlata na Bacia de Santos, teve sua amostragem inicial nas fácies proximais do preenchimento dos meio-grábens gerados na fase rifte. Estes se apresentam como cunhas que se espessam de encontro a falhas antitéticas em direção à bacia. As cunhas são preenchidas por conglomerados, diamictitos e siltitos, cujos fragmentos de rocha mostram uma forte presença de vulcânicas, que diminui para o topo acompanhado por um aumento de rochas metamórficas, evidência de mudança na área fonte. Outra mudança que se destaca para o topo da seção clástica é a redução dos fragmentos de basaltos e o aumento dos fragmentos de riolito, indicativo da gradativa denudação das rochas da Formação Serra Geral no continente e aporte deste material nos grábens marginais.

Interpretam-se estes depósitos como leques aluviais progradantes da borda flexural em direção a depocentros lacustres. Tanto o contato inferior com os basaltos da Formação Imbituba quanto o superior, ora com os arenitos da Formação Tramandaí (poço 1-RSS-3), ora com as vulcânicas da Formação Curumim (sísmica), são discordantes, sendo que este último representa a discordância de *breakup*.

Superseqüência Pós-Rifte

Seqüência K48

O estágio de subsidência térmica pós-rifte é representado pela Seqüência K48, que equivale à suite vulcânica (basaltos, andesitos e traquiandesitos)

da Formação Curumim, cuja datação via método Ar-Ar efetuada em amostra do poço 1-SCS-1 resultou na idade de $113 \pm 0,1$ Ma (Dias *et al.* 1994).

Esta unidade é recoberta em discordância tanto pelos evaporitos da Formação Ariri quanto pela seção carbonática da Formação Porto Belo. Embora a base destas vulcânicas não tenha ainda sido atingida por poços, a análise de seções sísmicas permite interpretar um contato discordante com a seção rifte sotoposta, bem como inferir espessuras superiores a 6 km para a seção pós-rifte, que se caracteriza pela típica geometria *sag*.

Pelo registro de poços sua presença fica restrita à porção norte da bacia. Já quanto aos aspectos petrológicos podem-se identificar sedimentos interderrames constituídos por arenitos continentais na base que se alternam para arenitos marinhos e carbonatos no topo, sugerindo uma deposição inicial lacustre que gradam para um ambiente marinho. Neste, a presença de algas vermelhas, oncólitos e oólitos sugerem um ambiente de plataforma formada por bancos, e entre estes e a praia teria havido uma laguna, representada por fácies de calcarenitos peloidais e intraclásticos. Um ambiente de plataforma externa teria o seu registro na ocorrência de calcilutito bioclástico com foraminíferos plantônicos e calcisferas.

Cunhas de SDRs de diferentes idades podem ser vistas em seções sísmicas ao longo do contato crosta continental-crosta oceânica na Bacia de Pelotas. A observação das relações dos contatos entre elas conduz a interpretar as mais velhas na porção sul da bacia, já na idade da Formação Imbituba, passando as mais jovens na porção norte ao tempo da Formação Curumim. Assim, enquanto a Sub-bacia de Torres (Norte) ainda sofria o processo de rifteamento, a Sub-bacia de Pelotas (Sul) já experimentava o estágio de subsidência flexural produzido pelo resfriamento e contração termal da crosta oceânica (Martins-Neto *et al.* 2006).

Superseqüência Drifte

Esta fase evolutiva do preenchimento da bacia pode ser considerada em três fases: a inicial, representada por depósitos de plataforma rasa no Albiano; a intermediária, sendo um período transgressivo que se estende do Albiano ao Oligoceno

e, a final, constituindo-se de uma cunha clástica regressiva no Neógeno.

Seqüência Plataformar

Seqüência K50-K60

Esta é formada pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Portobelo, caracterizando uma plataforma mista. Em direção ao continente, suas camadas de calcarenitos bioclásticos e oolíticos se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Em direção à bacia, gradam para calcilutitos. Seu contato inferior ora se dá em concordância com os delgados depósitos evaporíticos da Formação Ariri (anidrita e carbonatos), ora em discordância com as vulcânicas da Formação Curumim. O contato superior é discordante em relação aos pelitos da Formação Atlântida.

Seqüência Transgressiva

Seqüência K70 e K82-K86

O início do ciclo transgressivo fica bem marcado pela presença da espessa seção de pelitos da Formação Atlântida, que recobrem em discordância os carbonatos da Formação Portobelo. Os folhelhos gradam para margas e siltitos que se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Eventos transgressivos mais representativos são identificados dentro da Seqüência K82-K86. Para os arenitos finos intercalados a folhelhos e siltitos da Formação Tramandaí, interpreta-se um ambiente marinho raso, que sofre a transgressão dos pelitos de plataforma externa da Formação Atlântida.

Seqüência K88 a E30-E40

A partir da Seqüência K88 observa-se uma alternância de transgressões e regressões de maior

ordem, onde passam a ocorrer erosões mais acentuadas intercaladas a eventos transgressivos de ampla distribuição, como o ocorrido no Paleoceno. O ambiente costeiro passa a ser dominado pelos leques de clásticos grossos e finos da Formação Cidreira, que irão se estender até o Holoceno. Em direção à bacia, estes depósitos se interdigitam com os folhelhos e siltitos cinza-esverdeados da Formação Imbé. A presença de camadas de arenitos turbidíticos nesta última lhe confere uma deposição em ambientes marinhos profundos, com plataforma externa, talude e bacia. Ambas as formações posicionam-se estratigraficamente em discordância aos depósitos sotopostos das formações Tramandaí e Atlântida.

Seqüência E50-E80

Nesta seqüência as transgressões predominam e passa a dominar um ambiente de águas profundas com a presença de depósitos turbidíticos. Reativações de lineamentos a noroeste propiciam a ascensão de intrusões alcalinas, principalmente na porção norte da Bacia de Pelotas.

Seqüência Regressiva

Seqüência N10-20 a N50-N60

Esta seção é representada pelas rochas das formações Cidreira e Imbé, onde os siltitos e arenitos finos da primeira progradam sobre os pelitos da segunda, caracterizando uma cunha sedimentar regressiva no Neógeno, à semelhança do que ocorre com a maioria das bacias da margem leste brasileira.

É neste contexto, de aumento do suprimento sedimentar, que se origina a feição conhecida como o Cone de Rio Grande. O rápido aporte de pelitos na porção distal do cone gerou uma instabilidade no talude, produzindo movimentações gravitacionais de grandes massas pouco consolidadas em direção à bacia. O resultado, bem visível em seções sísmicas, são falhamentos normais junto ao talude e dobramentos e cavalgamentos na bacia.

referências bibliográficas

BOSENCE, D. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; BOSENCE, D. W. J. (Ed.) **Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea**: Gulf of Aden. Cambridge: Chapman & Hall, 1998. p. 9-25.

BUENO, G. V. **Discordância pré-Aratu**: marco tectono-isotópico no rifte afro-brasileiro. 2001. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

BUENO, G. V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, 2004.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 235-245, jan./mar. 1994.

FALWEY, D. A. The development of continental margins in plate tectonic history. **Australian Petroleum Association Journal**, Sydney, v. 14, n. 1, p. 95-106, 1974.

FRAGOSO CESAR, A. R. S.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SOLIANI JUNIOR, E.; FACCINI, U. F. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 3, p. 1322-1343.

LOBO, J. T. **Petrogênese das rochas basálticas do eocretáceo das Bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica de fiteamento do Gondwana Ocidental**. 2007. Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE-Brazil**. 1992. 1 v. Tese (Doutorado) – Universidade de Oxford, Oxford, 1992.

MARTINS-NETO, M. A.; FALKENHEIN, F. U. H.; CUPERTINO, J. A.; MARQUES, E. J. J.; BUENO, G. V.; PORSCHE, E.; BARBOSA, M. S. C.; GOMES, N. S.; EV, L. F. & LEITE, M. G. P. Breakup propagation in Pelotas Basin, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais**. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. v. 1, p. 13.

MILANI, E. J. **Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1987. 61 p. (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 18).

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.69-82, jan./mar. 1994.

SENGÖR, A. M. C.; BURKE, K. Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its implications. **Geophysical Research Letters**, Washington, n. 5, p. 419-421, 1978.

SILVEIRA, D. P.; MACHADO, M. A. P. **Bacias Sedimentares Brasileiras**: Bacia de Pelotas. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2004. (Séries Bacias Sedimentares, ano 6, n. 67).

STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 3-D, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, n. 143, p. 95-109, 1996.

TALWANI, M.; ABREU, V. **Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from U. S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins**. Washington: American Geophysical Union, 2000. p. 211-233. (Geophysical Monograph, 115).

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul**: notas técnicas. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, 1985. n. 8, p. 1-45.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E. J. (Ed.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p.135-168.



