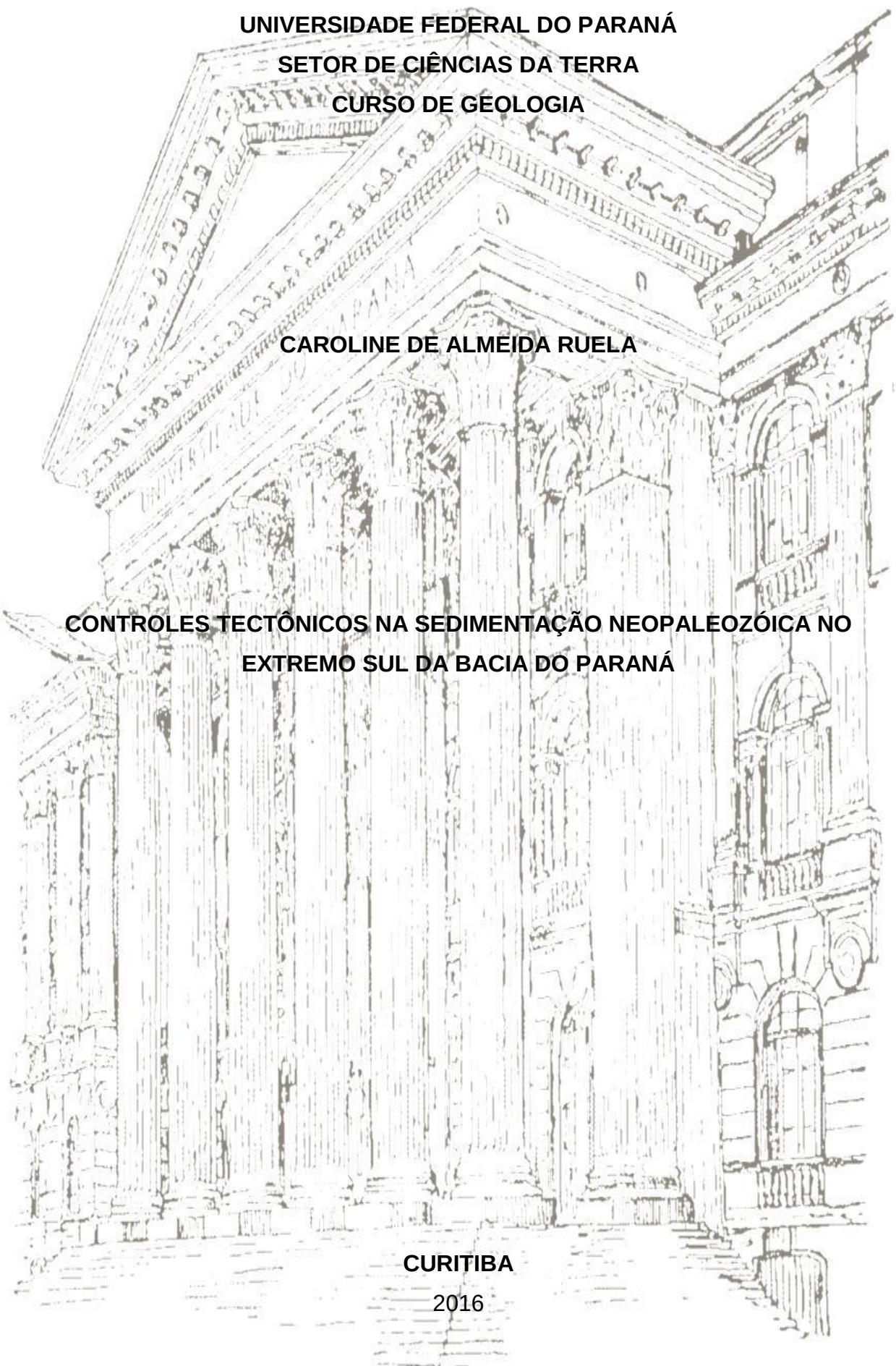




UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA

CAROLINE DE ALMEIDA RUELA

**CONTROLES TECTÔNICOS NA SEDIMENTAÇÃO NEOPALEOZOICA NO
EXTREMO SUL DA BACIA DO PARANÁ**

CURITIBA

2016

CAROLINE DE ALMEIDA RUELA

**CONTROLES TECTÔNICOS NA SEDIMENTAÇÃO NEOPALEOZÓICA NO
EXTREMO SUL DA BACIA DO PARANÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade Federal do
Paraná como requisito parcial à obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely

CURITIBA

2016

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente à todos que me apoiaram e contribuíram de alguma forma durante o período da graduação.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Fernando Farias Vesely, pela inspiração e ajuda para a realização deste trabalho.

À minha família pelo apoio incondicional na busca dos meus sonhos, pelo carinho e pela paciência que tiveram comigo.

Ao Arthur Raboni Alves Rodrigues, pelo companheirismo, amor e pelos auxílios com o ArcGIS e Corel.

Aos colegas de curso, por todos os momentos de descontração, pelos campos e discussões geológicas.

Ao Edgar do Amaral Santos, por toda amizade, conselhos e parceria.

E, por fim, aos professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, pela dedicação, pelas aulas e discussões geológicas.

RESUMO

Esta monografia tem como objetivo a investigação de possíveis controles tectônicos na sedimentação da Bacia do Paraná, durante o Neopaleózoico, tendo em vista a hipótese de reativações fanerozoicas de zonas de cisalhamento do embasamento. Para isso, se selecionou uma área de interface entre a cobertura neopaleozoica e o embasamento adjacente, no extremo sul da bacia, na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. Com o auxílio de perfis de sondagem perfurados pela CPRM, mapas geológicos prévios e modelo digital de elevação, foram confeccionados mapas temáticos (e.g. mapa de isópacas, isólitais, de contorno estrutural do embasamento, de lineamentos) e uma seção estratigráfica transversal. Os diversos mapas confeccionados mostram uma tendência de espessamento da sucessão sedimentar condicionada por lineamentos de direção NW. Além disso, não foram observados controles de estruturas NE na sedimentação que pudessem indicar reativações sindeposicionais de paleoestruturas do embasamento pré-cambriano. Os resultados sugerem ainda que baixos deposicionais de direção NW sobre o escudo Sul-riograndense, interpretados previamente como paleovales, estão condicionados por estruturas tectônicas. A investigação de possíveis causas dessas ativações de estruturas de direção NW, durante o Neopaleozóico na porção sul da Bacia do Paraná, necessita de um estudo mais aprofundado e abrangente.

Palavras-chave: Bacia do Paraná, reativações neopaleozoicas, escudo Sul-riograndense, perfis de sondagem.

ABSTRACT

The purpose of this monograph is to investigate tectonic controls in the Paraná Basin sedimentation, during the Neopaleozoic, focusing on the hypothesis of phanerozoic reactivations in shear zones of the basement. In order to demonstrate this, an interface area between the neopaleozoic sedimentary cover and the adjacent basement was selected, located in the southern end of the basin, in the coal area of Jacuí, Rio Grande do Sul, Brazil. Using well logs drilled by CPRM (Geological Survey of Brazil), a previous geological maps and a digital elevation model (DEM), several thematic maps (e.g. isopach and isolith maps, structural contour of the basement map, lineament map) and a stratigraphic cross-section were produced. These maps showed a thickening tendency in the sedimentary succession conditioned by NW direction lineaments. In addition, no controls of NE structures were observed in the sedimentation that could indicate sindepositional reactivations of palaeostructures of the pre-cambrian basement. The results suggest that NW direction low-lying areas, once interpreted as palaeovalley, are conditioned by tectonic structures. The investigation of possible causes for the activations of such NW striking structures during the Neopaleozoic in southern Paraná Basin needs a more comprehensive and thorough study.

Keywords: Paraná Basin, neopaleozoic reactivations, Sul-riograndense shield, well logs.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Arcabouço estrutural da porção sul da Província Mantiqueira e seus respectivos terrenos e a disposição das principais zonas de cisalhamento. 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major-Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal do Canguru, 5- Passo do Marinheiro, 6-Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amoro, 10- Arroio Grande. Bom <i>et al.</i> (2014). Detalhe para a localização da área de estudo, em vermelho. Modificada de Phillipp <i>et al.</i> (2013).	4
Figura 2.2: Estruturação geral do embasamento Sul-riograndense e suas principais anomalias magnéticas e gravimétricas. (Hartmann <i>et al.</i> 2007).....	5
Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com destaque para as Supersequências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, II, III e Bauru. Modificado de Milani (2004).	7
Figura 2.4: Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, com enfoque na estruturação em NE-SW definindo a porção denominada de “rifte central” que teria dado origem a bacia e condicionado a deposição da Supersequência Rio Ivaí. Retirado de Milani (2004).	8
Figura 2.5: Coluna estratigráfica da bacia do Paraná. Com destaque para as unidades abordadas neste estudo. Modificado de Milani <i>et al.</i> (2007).	11
Figura 3.1: Mapa de localização da área de estudo no estado do Rio Grande do Sul e, no detalhe, a área e a distribuição das sondagens utilizadas no trabalho (pontos pretos).	14
Figura 4.1: Perfil de sondagem IB-02-RS com indicação dos horizontes selecionados no projeto.	16
Figura 4.2: Recorte do mapa geológico do Rio Grande do Sul com ênfase nos principais lineamentos mapeados pelos autores e a localização da área de estudo em vermelho.....	18
Figura 4.3: Modelo digital de elevação da região da área de estudo, com os principais lineamentos traçados.	19
Figura 4.4: Recorte da Bacia do Paraná, no mapa geológico do Rio Grande do Sul (CPRM, 2006, 1:750.000) na região da área de estudo e os principais lineamentos traçados via MDE.	20

Figura 4.5: Mapa de contorno estrutural do embasamento, confeccionado a partir dos dados de poços, para a área de estudo A linha vermelha corresponde ao traçado da seção estratigráfica transversal.	21
Figura 4.6: Seção estratigráfica transversal para a área de estudo, com destaque para a possível estruturação do embasamento, configurando grabens e horsts.....	22
Figura 4.7: Mapa de isópacas para o intervalo H0-H2.	23
Figura 4.8: Mapa de isólitais de clásticos grossos para o intervalo compreendido entre H0 e H2.	24
Figura 4.9: Mapa de isólitais de folhelho e siltito para o intervalo compreendido entre H0 e H2.	24
Figura 4.10: Mapa de isópacas para o intervalo compreendido entre H0 e H1.	25
Figura 4.11: Mapa de isólitais de clásticos grossos para o intervalo compreendido entre H0 e H1.	26
Figura 4.12: Mapa de isólitais de folhelho e siltito para o intervalo compreendido entre H0 e H1.	26
Figura 4.13: Mapa de isópacas para o intervalo compreendido entre H1 e H2.	27
Figura 4.14: Mapa de isólitais de clásticos grossos para o intervalo compreendido entre H1 e H2.	28
Figura 4.15: Mapa de isólitais de folhelho e siltito para o intervalo compreendido entre H1 e H2.	28
Figura 5.1: Configuração geotectônica no Gondwana durante o Fanerozóico, com a convergência entre o paleocontinente e a litosfera oceânica do Panthalassa. Observar a localização da Bacia do Paraná durante esta orogênese (pontilhado fino). Retirado de Milani & Ramos (1998), compilado pelos autores dos trabalhos de Powell (1993) e De Wit <i>et al.</i> (1988),.....	29
Figura 5.2: Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná, correlacionando os eventos tectônicos do Paleozóico com as mudanças do nível relativo do mar. Retirado de Zalán <i>et al.</i> (1990).	30
Figura 5.3: Mapa de interpretação dos principais <i>trends</i> de acumulação de sedimentos na área de estudo, tendo como base o mapa de isópacas H0-H2.	31
Figura 5.4: Imagem SRTM retirada de Cardozo (2011), onde foram traçados os principais lineamentos da porção leste do Rio Grande do Sul e de parte de Santa Catarina. Observar os lineamentos NW (1- ZC Ibaré, 5- Arco de São Gabriel, 7- Lineamento de Torres- Rio Pelotas e 9 – Lineamento Tibagi), o lineamento E-W	

que passa próximo ao centro da área de estudo (6- Lineamento Jacuí-Porto Alegre) e o lineamento de direção NE, Passo do Marinheiro (2). Em vermelho, a localização da área de estudo.....	33
Figura 5.5: Detalhe do paleovale Mariana Pimentel, suas unidades e localização no estado do Rio Grande do Sul. Retirado de Tedesco <i>et al.</i> (2016)	34

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Trecho de planilha utilizada para a organização dos dados extraídos dos perfis de sondagens	15
--	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVOS	2
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	2
2.1. ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE.....	2
2.2. BACIA DO PARANÁ	5
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	13
3.2. DEFINIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	13
3.3. COMPILAÇÃO DOS DADOS.....	14
3.4. PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	15
4. RESULTADOS	16
4.1 DEFINIÇÃO DOS HORIZONTES	16
4.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL	17
4.3. INTERVALO H0-H2	23
4.4. INTERVALO H0-H1	24
4.5. INTERVALO H1-H2	26
5. DISCUSSÃO	28
6. CONCLUSÕES	35
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36
ANEXO I: Lista de Poços	

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho propõe a análise da sucessão neopaleozoica da Bacia do Paraná a partir de dados de sondagens localizadas na região carbonífera do vale do Jacuí, na porção centro-leste do estado do Rio Grande do Sul. O principal escopo é investigar a evolução tectono-sedimentar do intervalo compreendido pelos grupos Itararé e Guatá mediante a elaboração de diversos mapas temáticos, tais como, mapas estratigráficos (isópacas e isólitas), mapas de lineamentos, mapa de contorno estrutural e uma seção estratigráfica transversal de direção leste-oeste.

No que diz respeito ao embasamento da Bacia do Paraná, vários trabalhos demonstraram que estruturas antigas foram reativadas no Fanerozóico, sobretudo no Neopaleozóico (e.g. Oliveira, 1991; Rostirolla *et al.* 2000, Riccomini *et al.* 2005; Trzaskos *et al.* 2006), deformando a coluna sedimentar da Bacia do Paraná. Por outro lado, o papel dessas estruturas como condicionantes da sedimentação, ou seja, como balizadoras de depocentros, altos estruturais e mudanças de gradiente, ainda são raros na literatura.

O estudo da tectônica sin-sedimentar normalmente requer o uso de dados de subsuperfície, principalmente sísmica de reflexão, que possibilita o rastreamento de intervalos sedimentares por grandes distâncias e a observação de zonas de falhas associadas. Na ausência de dados sísmicos de boa qualidade e suficientes, como é o caso da Bacia do Paraná, uma alternativa é o mapeamento de horizontes estratigráficos e associações de fácies através da interpolação de dados de sondagens em áreas que apresentam uma malha com grande densidade.

Devido à extensiva prospecção de carvão no extremo sul da bacia, no estado do Rio Grande do Sul, várias centenas de dados de sondagens com perfilagem e testemunhagem contínuas atravessam a sucessão neopaleozoica. A região é adjacente a um embasamento precambriano/eopaleozoico intensamente compartimentado por estruturas tectônicas, sendo que algumas delas claramente prolongam-se sobre a cobertura sedimentar fanerozoica na forma de lineamentos visíveis em imagens de satélite, modelos digitais de relevo e mapas geológicos. Trabalhos anteriores na área demonstraram que o embasamento em subsuperfície, possui perfil irregular (e.g. Lopes & Lavina, 2001; Kern, 2008), indicando possível

geometria de altos e baixos estruturais que teriam condicionado a sedimentação neopaleozoica.

Tendo em vista o exposto acima, a área escolhida para este estudo oferece condições favoráveis para a análise do relacionamento entre tectônica e sedimentação. Os resultados deste trabalho poderão, dessa forma, contribuir para um melhor entendimento da evolução tectônica da Bacia do Paraná durante o Neopaleozóico.

1.1. OBJETIVOS

Considerando o exposto, o presente trabalho visa avaliar possíveis controles tectônicos na sedimentação neopaleozoica no extremo sul da Bacia do Paraná, em uma área de estudo situada na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estabelecer a correlação estratigráfica entre os intervalos correspondentes às formações Rio Bonito, Palermo e Irati;
- Determinar o arcabouço estrutural do embasamento em subsuperfície e sua relação com o segmento aflorante;

2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

A geologia da área de estudo abrange tanto rochas da Bacia do Paraná quanto rochas do Escudo Sul-rio-grandense. Com base nisso, a contextualização geológica da área foi dividida entre a estratigrafia das unidades paleozoicas da bacia, envolvidas nesse trabalho e o arcabouço geológico do embasamento adjacente.

2.1. ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE

De acordo com Hartmann et al. (2007), o Escudo Sul-riograndense é uma entidade geotectônica que engloba diversas unidades tectono-estratigráficas de idades variando do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico e que passaram por diferentes trajetórias evolutivas durante o Ciclo Brasileiro. Foram individualizadas pelos autores, quatro unidades distintas, com base em informações geológicas-

estruturais, geoquímica de elementos-traço e datação isotópica. São eles, os Terrenos Taquarembó, São Gabriel, Tijucas e o Batólito de Pelotas (Figura 2.1).

O Escudo Sul-riograndense e seus respectivos terrenos são englobados no chamado Cinturão Dom Feliciano, porção sul da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984) (Figura 2.2). Dessas quatro unidades diferenciadas por Hartmann et al. (2007), o Terreno Taquarembó seria o representante do Cráton Rio de La Plata, enquanto que os demais terrenos seriam resposta aos momentos pré, sin e pós-colisionais entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari, no Ciclo Brasileiro.

A área de estudo está inserida sobre o batólito Pelotas, mais especificamente, sobre a Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (Bloco Encruzilhada do Sul), o Terreno Tijucas e bacia de Camaquã (Figura 2.1). Esta Suíte Intrusiva é constituída por corpos graníticos e sieníticos, de afinidade alcalina metaluminosa, que representam as fases mais tardias das colagens que deram origem aos cinturões orogênicos, marcando a transição do magmatismo cálcio-alcalino para o alcalino do Batólito Pelotas (Vasquez, 1997).

De acordo com Hartmann *et al.* (2007), o Terreno Tijucas é formado pelos Complexos Brusque e Porongos, apresentando um formato alongado na direção NE-SW. É constituído por rochas metassedimentares e metavulcânicas, que variam de fácies xisto-verde até anfibolito, com idades mesoproterozoicas e neoproterozoicas. Contém porções expostas do embasamento.

A Bacia de Camaquã faz parte, juntamente com as bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro, de uma série de bacias vulcanossedimentares pequenas e pouco espessas, denominadas de Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana (Teixeira *et al.* 2004). A gênese dessas bacias está relacionada aos eventos tectônicos que levaram à aglutinação das microplacas e crátons no Ciclo Brasileiro e seu posterior relaxamento crustal (Basei, *et al.* 1998).

As unidades mais antigas encontradas no Cinturão Dom Feliciano são o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, o Complexo Arroio dos Ratos e o Anortosito Capivara. São gnaisses bandados de origem pelítica e quartzo-feldspáticas, rochas calciossilicáticas e anfibolitos (Fernandes *et al.* 1989 *in* Chemale Jr. 2000).

No que diz respeito ao arcabouço estrutural do Escudo Sul-riograndense (Figura 2.1 e 2.2), os principais lineamentos são resposta a dois grandes ciclos orogênicos: Transamazônico (Paleoproterozóico) e Brasileiro (Neoproterozóico). Essas orogêneses geraram grandes suturas, de caráter litosférico, por meio de cavalgamentos e transcorrências entre os blocos envolvidos durante a amalgamação.

Travassos (2014) definiu, por meio de levantamentos geofísicos, diversas famílias de lineamentos magnéticos (coincidentes ou não, com zonas de cisalhamento e sistemas de falhas regionais) em todo o Escudo Sul-rio-grandense. Os principais lineamentos geofísicos delimitados pelo autor são em geral, de direção NE, embora existam lineamentos de direção EW e NW, menos pervasivos.

Dentre as principais zonas de cisalhamento (ZC) encontradas no embasamento Sul-rio-grandense, podemos citar a ZC rúptil Passo do Marinheiro, de direção NS; as ZCs dúcteis de direção NE: Dorsal do Canguçu, Erval, Vila Ayrosa Galvão e Arroio Grande e a ZC dúctil de direção NW: Ibaré (Figura 2.1).

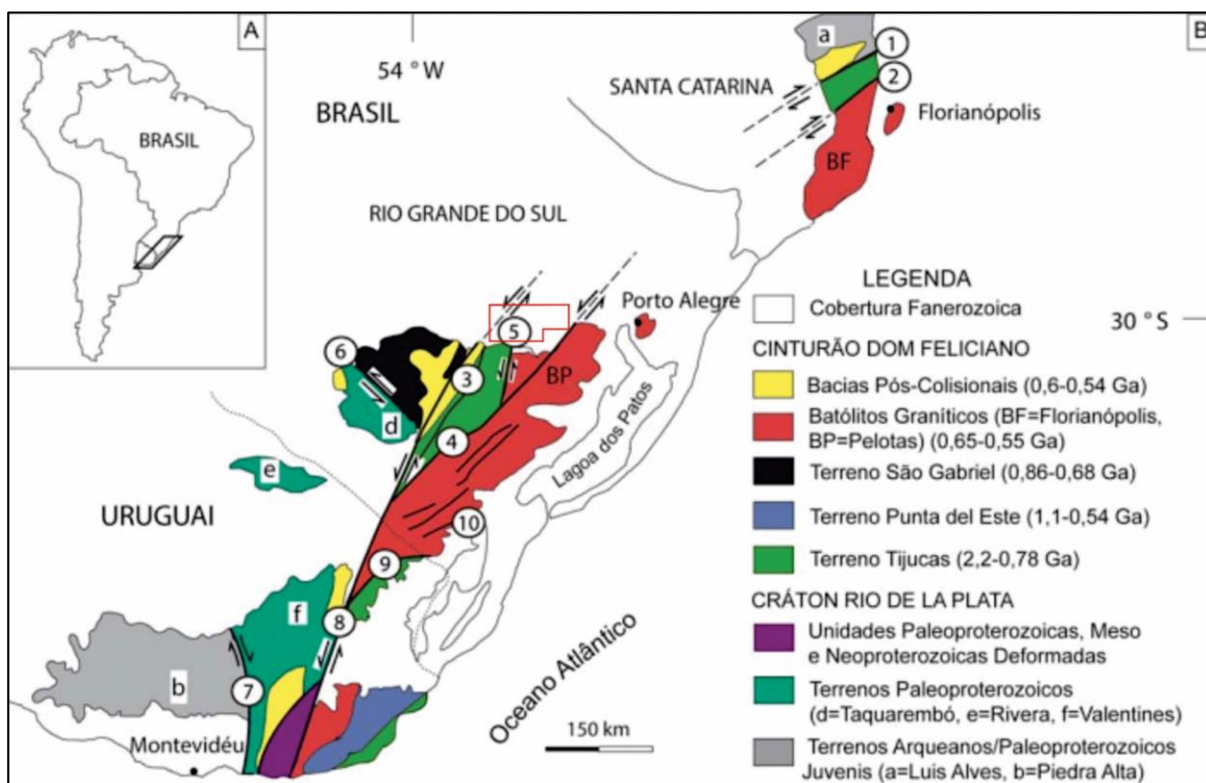


Figura 2.1: Arcabouço estrutural da porção sul da Província Mantiqueira e seus respectivos terrenos e a disposição das principais zonas de cisalhamento. 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major-Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal do Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6-Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra

Ballena, 9- Cerro Amoro, 10- Arroio Grande. Bom *et al.* (2014). Detalhe para a localização da área de estudo, em vermelho. Modificada de Philipp *et al.* (2013).

Essas zonas de cisalhamento transcorrentes passaram por diversas reativações, tanto durante o Ciclo Brasileiro quanto durante o Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (Fernandes *et al.* 1995c *apud* Chemale Jr. 2000).

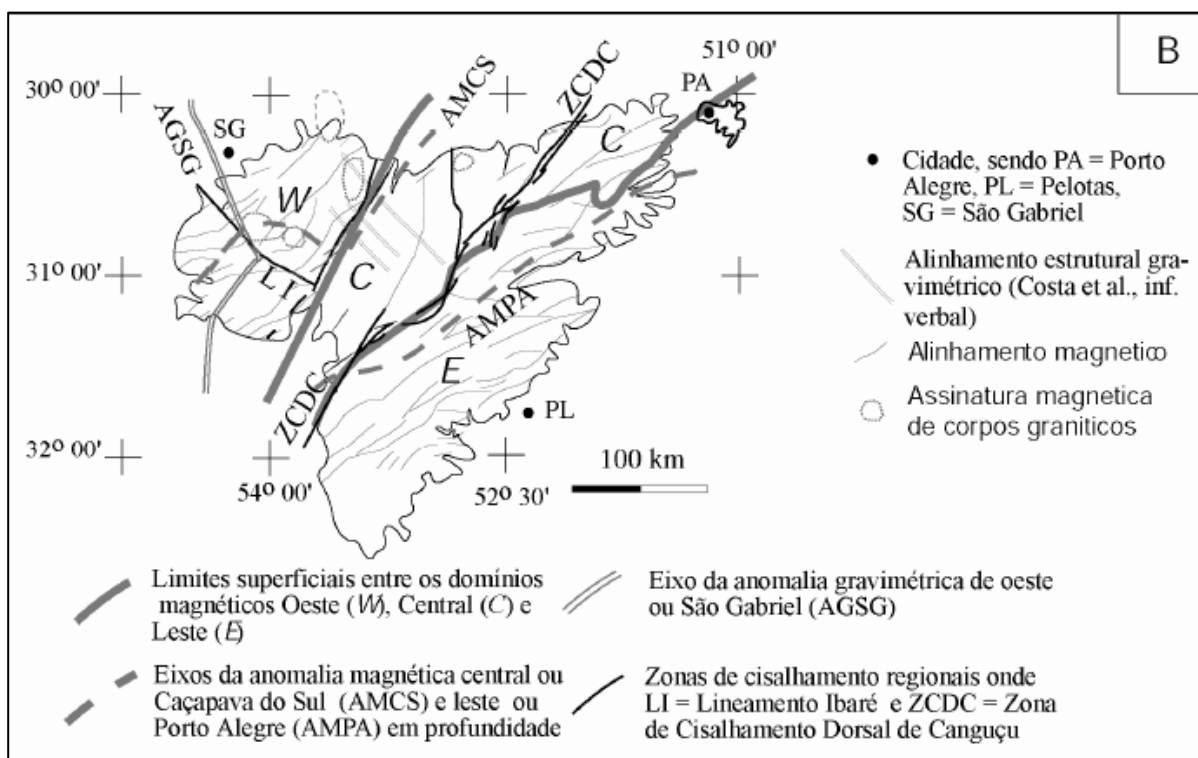


Figura 2.2: Estruturação geral do embasamento Sul-riograndense e suas principais anomalias magnéticas e gravimétricas. (Hartmann *et al.* 2007).

2.2. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma cobertura de idade fanerozoica caracterizada como uma província geotectônica por Almeida *et al.* (1977) e inserida na chamada Plataforma Sul-Americana. Segundo Milani *et al.* (2007), trata-se de uma bacia do tipo intracratônica, agrupada, juntamente com as bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, no que os autores classificaram como “Sinéclises Paleozóicas”. Ainda de acordo com os mesmos autores, ela estende-se pelo Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, com uma área aproximada de 1,5 milhão de quilômetros quadrados.

Bacias intracratônicas são bacias que ocorrem no interior dos crátons, longe das margens orogênicas, sendo geralmente grandes em área, porém com baixas taxas de subsidência. Os mecanismos de subsidência deste tipo de bacia variam e podem ou não estarem associados à riftes precursoras. Após a fase de subsidência mecânica, a bacia inicia sua fase de subsidência termal (Nichols, 2009).

A Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura máxima em torno de 7 mil metros (Milani *et al.* 2007), com sua história de sedimentação começando em 450 Ma e estendendo-se até 65 Ma, com a quebra e separação do Gondwana (Milani, 2004). Divide-se em seis unidades de ampla escala ou Supersequências (ciclos de 2ª. Ordem), cada uma caracterizando intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração (do Neorodoviciano até o Neocretáceo) e envelopados por superfícies de discordância de caráter inter-regional (Milani *et al.* 2007): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Figura 2.3) . Ainda de acordo com os autores as três primeiras Supersequências são caracterizadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas.

A origem da bacia ainda continua sendo motivo de debate na comunidade científica, em parte por causa da pouca visualização do embasamento da bacia, principalmente em sua porção central, na calha do Rio Paraná. Para Milani (2004), existem evidências de um rifte central, que acomodou a Supersequência Rio Ivaí, publicado por Marques *et al.* (1993), em relatório técnico da Petrobrás. Essa depressão pré-devoniana foi interpretada por meio de dados gravimétricos, magnetométricos, sísmica de reflexão, além do auxílio de poços profundos. Este rifte central é demarcado por falhamentos normais e compartimentados em altos e baixos estruturais, na direção SW-NE (Figura 2.4). Esta compartimentação já não aparece nas rochas devonianas sobrepostas a Supersequência Ivaí (Marques *et al.* 1993 *apud* Milani, 2004).

Sobre este mesmo tópico Zalán *et al.* (1990) afirmam que a Bacia do Paraná se formou no recém-construído supercontinente Gondwana, ainda em processo de

resfriamento e de uma possível subsidência, em resposta às colagens do Ciclo Brasileiro.

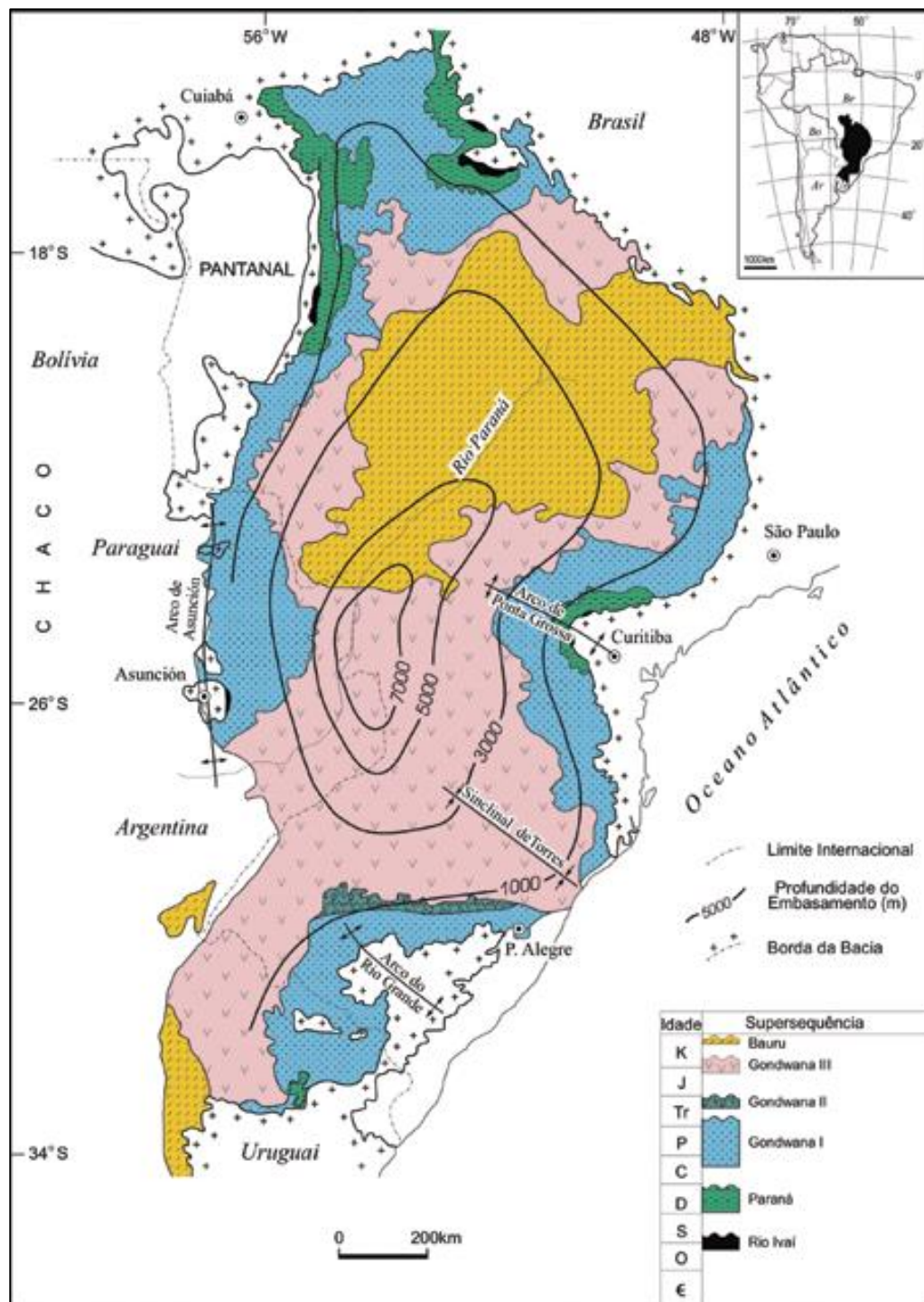


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com destaque para as Supersequências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, II, III e Bauru. Modificado de Milani (2004).

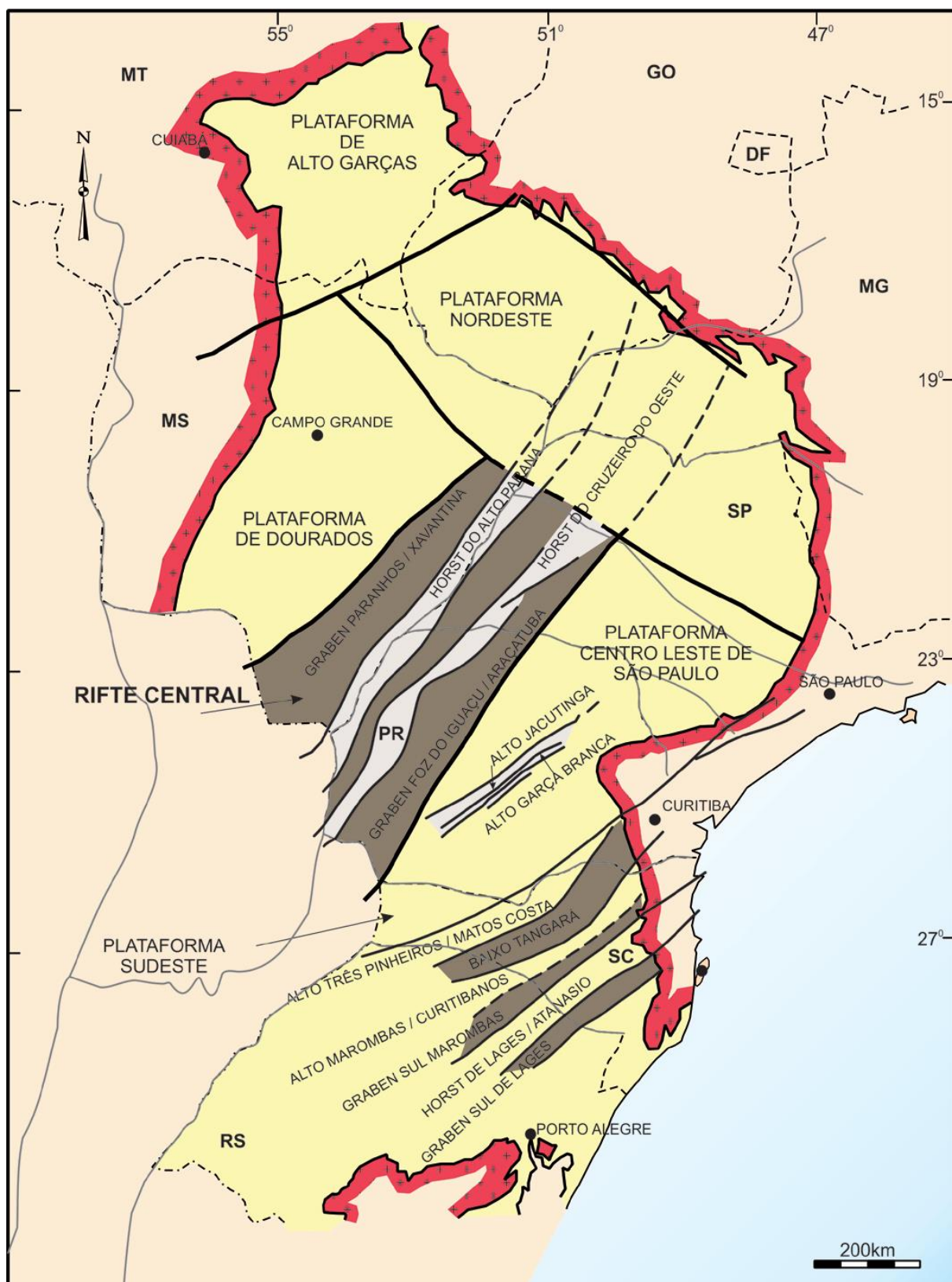


Figura 2.4: Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, com enfoque na estruturação em NE-SW definindo a porção denominada de “rifte central” que teria dado origem a bacia e condicionado a deposição da Supersequência Rio Ivai. Retirado de Milani (2004).

No que diz respeito às unidades da Bacia do Paraná (Figura 2.3 e 2.5), foram contempladas neste estudo quatro unidades pertencentes à Supersequência Gondwana I de Milani *et al.* (2007): Grupo Itararé, Grupo Guatá (Formações Rio Bonito e Palermo) e Grupo Passa Dois (Formação Irati). Esse intervalo estratigráfico está compreendido entre o Neocarbonífero e o Eopermiano.

De acordo com Holz *et al.* (2008), o Grupo Itararé constitui uma coluna de até 1500 metros de espessura de litotipos associados com ambientes glacio-continentais e glacio-marinhos. Esses litotipos são diamictitos, arenitos, ritmitos, lamitos, folhelhos e conglomerados. As rochas desse intervalo por vezes repousam diretamente sobre o embasamento, ou sobre as rochas cambrianas/ordovicianas das bacias de Camaquã e Itajaí (no sul do Brasil) ou sobre os estratos devonianos do Grupo Paraná. Na área de estudo, o Grupo Itararé aparece em poucas sondagens, e está em contato direto sobre o embasamento. A parte superior do Grupo Itararé, conhecida como Formação Rio do Sul, nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, é de caráter marinho e constituída de folhelhos, lamitos, diamictitos e arenitos (Schneider *et al.* 1974).

A Formação Rio Bonito (base do Grupo Guatá), corresponde ao período de transição entre os depósitos de influência glacial que se depositaram em paleofiorde (Grupo Itararé) e os depósitos formados durante os eventos transgressivos marinhos, representados pela Formação Palermo (Lavina *et al.* 1995 *apud* Tedesco *et al.* 2016). Os Grupos Itararé e Guatá, portanto, representariam a fase transgressiva, do ciclo transgressivo-regressivo da Supersequência Gondwana I (Lopes & Lavina, 2001 *apud* Tedesco *et al.* 2016).

A Formação Rio Bonito é a unidade da Bacia do Paraná que contém o carvão prospectado no estado do Rio Grande do Sul. Formada em ambiente fluvio-deltaico, essa unidade é caracterizada por ortoconglomerados, arenitos subarcoseanos finos a grossos com estratificação cruzada e ciclos de granodecrescência ascendente, sendo cobertos por lamitos e leitos de carvão. Os interflúvios também são constituídos de lamitos e leitos de carvão intercalados com argila. Embora a unidade seja caracterizada por Holz *et al.* (2008) como sendo formada em sistema flúvio-deltaicos, os próprios autores consideram que os leitos de carvão foram formados

em sistema estuarino, onde barreiras isolavam parcialmente os corpos, que eram inundados pela ações de ondas e mares (Holz 2003; *apud* Holz *et al.* 2008).

De acordo com Schneider *et al.* (1974), a Formação Rio Bonito é dividida em três membros, da base pro topo, Membros Triunfo (arenitos fluviais e costeiros), Paraguaçu (lamitos marinhos e arenitos finos) e Siderópolis (arenitos fluviais e costeiros). No Rio Grande do Sul não é identificado o Membro Paraguaçu, embora formalmente, a Formação Rio Bonito não seja subdividida em membros neste estado.

Em relação a formação dos depósitos de carvão no estado do Rio Grande do Sul, Lopes & Lavina (1987 *apud* Lopes & Lavina, 2001), diferenciaram 3 eventos de transgressão responsável pela geração das turfeiras que deram origem à estas jazidas.

A Formação Palermo por sua vez é constituída por lamitos e arenitos finos com estrutura *wavy* e *hummocky*. com as fácies de lamito frequentemente, bioturbadas (Holz *et al.* 2008). O ambiente deposicional, de acordo com os mesmos autores, é interpretado com marinho raso.

A Formação Irati se estende por toda a Bacia do Paraná, e é subdividida em dois membros: o Membro Taquaral (basal) constituído por siltitos e argilitos cinzas a negros e o Membro Assistência (superior), formado por argilitos ricos em matéria orgânica e folhelhos intercalados com carbonatos. Os dois membros foram depositados em um ambiente marinho raso com conexão restrita ao mar aberto, embora o Membro Taquaral tenha tido uma melhor circulação de água em relação ao Membro Assistência.

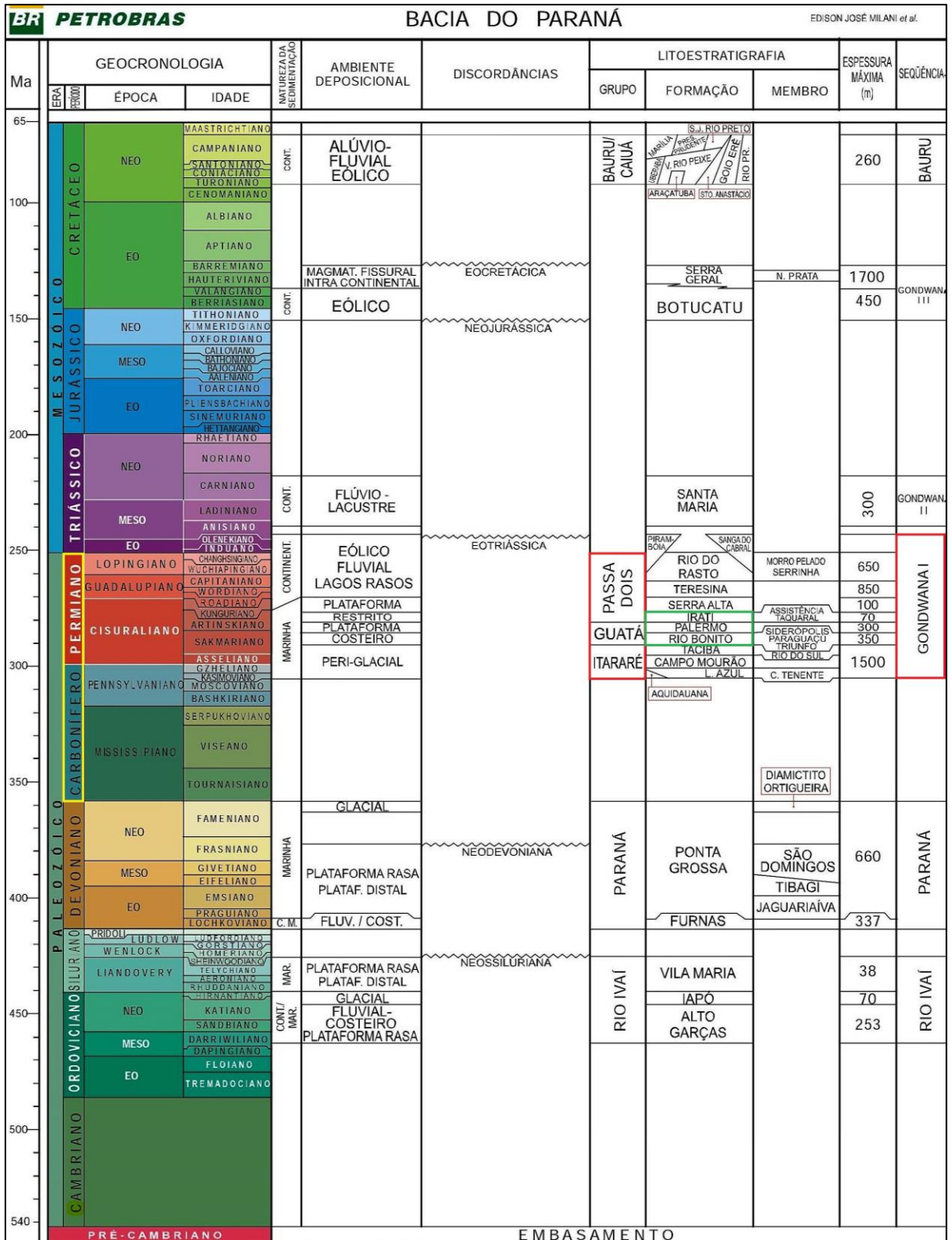


Figura 2.5: Coluna estratigráfica da bacia do Paraná. Com destaque para as unidades abordadas neste estudo. Modificado de Milani *et al.* (2007).

No que se refere às estruturas reliquias do embasamento na Bacia do Paraná, Zalán *et al.* (1990) afirmam que em uma bacia intracratônica, que se encontra distante dos eventos tectônicos das margens do continente, a dissipação destes esforços na bacia ocorrerá restrita às reativações de falhas do embasamento. A movimentação entre esses blocos limitados por falhas, acontecerá de maneira similar ao estilo estrutural da bacia, com componentes verticais e horizontais.

Dentre as principais orogenias que sucederam na borda sul-ocidental do Gondwana, durante a deposição das rochas da Bacia do Paraná, destacam-se as orogenias Oclógica, Precordilheirana, Chânica e Sanrafaélica (Milani & Ramos, 1998). As duas primeiras se deram no Ordoviciano ao Siluriano, enquanto as duas últimas ocorreram durante o Carbonífero até o Triássico. Zalán *et al.* (1990) dividem essas orogenias em: Caledoniana, Eoherciniana, Tardiherciniana e Finiherciniana.

Ainda de acordo com Milani & Ramos (1998), a deposição das unidades eodevonianas e neopermianas, ocorreram sob a influência de importantes episódios de subsidência na bacia (relacionados às orogenias Precordilheirana e Sanrafaélica, respectivamente). Para Milani & Ramos (1998), as reativações que ocorreram no Eopermiano da Bacia do Paraná, são relacionados aos eventos geotectônicos da Orogenia Sanrafaélica.

Para Zalán *et al.* (1990), os lineamentos de direção NE que se estendem sob a Bacia do Paraná, em sua porção leste e sudeste, são resultado das orogenias que formaram os cinturões móveis durante o Ciclo Brasileiro. De acordo com os mesmos autores, a origem dos lineamentos de direção NW é mais confusa, embora várias evidências demonstrem que estes lineamentos são tão antigos quanto os de direção NE, possivelmente até mais antigos. Ribeiro (1980, *in* Zalán *et al.* 1990), datou lineamentos de direção N50W, presentes em rochas do ciclo Transamazônico (1900- 2000 Ma), remanescentes nas entidades pré-cambrianas, no extremo sul do Brasil.

Zalán *et al.* (1990), afirmam ainda, que a configuração estrutural atual dos dois grupos principais de lineamentos na Bacia do Paraná, NE e NW, apresentam padrões distintos. Isto se deve ao fato de que as falhas de orientação NW, terem sido fortemente reativadas durante a quebra do Gondwana, algo que não aconteceu

com as falhas de direção NE. Esta reativação de estruturas NW é evidenciada pelos arcos que existem na porção sul e sudeste da bacia, como os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, que foram gerados pela quebra do Gondwana, que promoveu a ascensão dos derrames toleíticos da Formação Serra Geral.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico foi realizado durante todo o trabalho, visando um maior entendimento dos aspectos geológicos da região da área de estudo. Com base nisso, se buscou selecionar artigos que discutissem tanto a evolução e características da bacia do Paraná, durante o Neopaleozóico, assim como artigos que abordassem o Escudo Sul-Riograndense.

3.2. DEFINIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo foi definida por estar situada em uma região adjacente ao embasamento aflorante da Bacia do Paraná e por ter um bom adensamento de sondagens. Ocupa uma área de 2.232 quilômetros quadrados, localizada na porção centro-leste do estado do Rio Grande do Sul (Figura 3.1). As coordenadas UTM folha 22J dos seus vértices são 327978/6684785, 403078/6684785, 403078/6662503, 378651/6662503, 378651/6651485, 327978/6651485. Abrange os municípios de Rio Pardo, Jacuí, Minas do Leão, Passo do Adão e Pântano Grande. O centro da área se situa a cerca de 120 quilômetros da cidade de Porto Alegre.

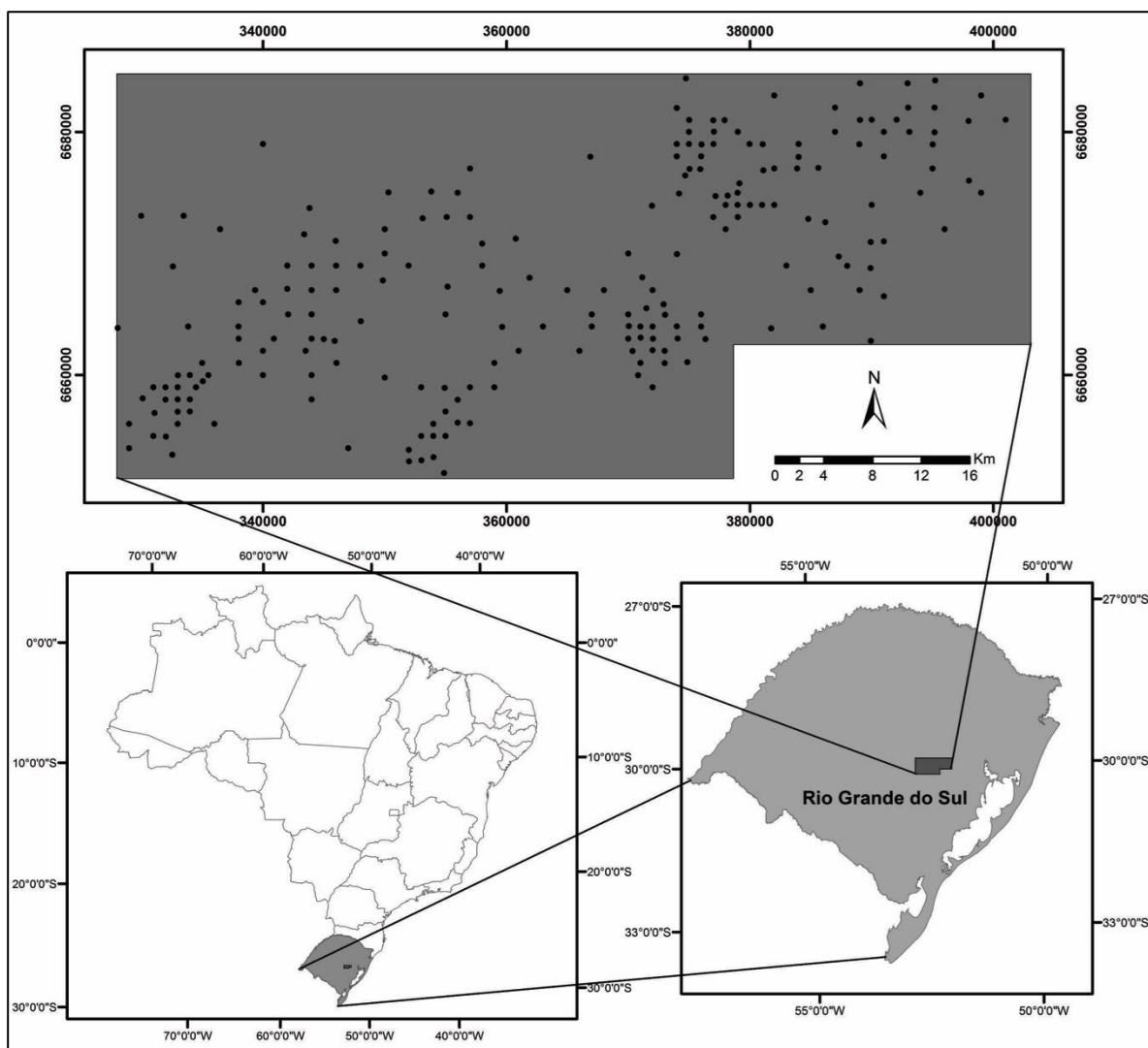


Figura 3.1: Mapa de localização da área de estudo no estado do Rio Grande do Sul e, no detalhe, a área e a distribuição das sondagens utilizadas no trabalho (pontos pretos).

3.3. COMPILAÇÃO DOS DADOS

Esta etapa consistiu na compilação de perfis de sondagens de diversos projetos desenvolvidos e disponibilizados pela CPRM, por meio de formato PDF, em domínio público. Ao todo foram selecionadas 212 sondagens em 8 projetos diferentes, sendo estes, os projetos Iruí-Butiá (IB), Iruí-Butiá (IR) e Iruí-Butiá Leão A (LA), Iruí-Butiá Leão B (LB), Iruí-Butiá Leão Leste (LE), Iruí-Butiá- Iruí Central (IC), Carvão na Área do Iruí (LO) e Carvão no Rio Grande do Sul (CA). O critério utilizado na seleção dos poços foi a presença de, pelo menos, um dos horizontes-chave utilizados para correlação, assim como sondagens que atingissem o embasamento.

3.4. PROCESSAMENTO DOS DADOS

Após a fase inicial de compilação de dados e da confecção de planilhas com as informações descritas acima (Tabela 3.1), se iniciou a fase de elaboração dos mapas temáticos. Por meio do software ArcGIS 10.4, foram confeccionados mapas de isópacas, isólitos de clásticos grossos (arenitos e conglomerados) e de folhelho (folhelhos e siltitos), na escala 1:600.000, para cada um dos intervalos definidos pelos horizontes. O método utilizado para se produzir esses mapas, foi o de interpolação pela ponderação do inverso da distância (IDW- *inverse distance weighted*).

Tabela 3.1: Trecho de planilha utilizada para a organização dos dados extraídos dos perfis de sondagens

Poço	Coordenadas		Prof. H0	Prof. H1	Prof. H2	Intervalo H0-H2				Intervalo H1-H2				Intervalo H0-H1			
	x	y				Isópacas	Isólitos areni	Isólitos folhe	Isólitos C	Isópacas	Isólitos are	Isólitos folh	Isólitos CG	Isópacas	Isólitos areni	Isólitos folh	Isólitos CG
IB-01-RS	335000	6661000	205.45		57	148.45	53.2	88.25	1								
IB-02-RS	340900	6663000	256.6	212.85	97	159.6	35.75	116.5	1.35	115.85	23.2	90.15	0	43.75	12.55	26.35	1.35
IB-03-RS	344000	6663000	258.25	220.57	110.6	147.65	31.6	108.2	0.75	109.97	24.7	81.87	0	37.68	6.9	26.33	0.75
IB-04-RS	344000	6665000	276.75	240	124.5	152.25	37.65	108.93	0.5	115.5	35.7	77.1	0	36.75	1.95	31.83	0.5
IB-05-RS	348040	6664430	208.3	165.5	62.6	145.7	32.7	106.17	3.05	102.9	16	83.9	0	42.8	16.7	22.27	3.05
IB-06-RS	342000	6667090	249.25	227.14	112	137.25	49.35	80.29	0	115.14	39	71.04	0	22.11	10.35	9.25	0
IB-07-RS	344000	6667000	261.95	242.46	126.2	135.75	33	95.36	0.85	116.26	25.7	86.96	0	19.49	7.3	8.4	0.85
IB-08-RS	346000	6667000	266.5	243.78	122	144.5	24.6	111.26	0.5	121.78	21.1	95.68	0	22.72	3.5	15.58	0.5
IB-09-RS	349850	6667780	270	223.32	112.4	157.6	24.39	124.85	2.9	110.92	11.2	96.42	0	46.68	13.19	28.43	2.9
IB-10-RS	342000	6669000	302.9	280	160	142.9	42.42	94.8	0.2	120	27.05	88.95	0	22.9	15.37	5.85	0.2
IB-11-RS	346000	6669000	274.4	249.01	131	143.4	35.95	99.82	1.8	118.01	27.95	87.66	0	25.39	8	12.16	1.8
IB-12-RS	348000	6669000	318.8	275.64	150.1	168.7	40.05	119.86	2.1	125.54	29.35	92.69	0	43.16	10.7	27.17	2.1
IB-13-RS	351970	6669000	222.15		101.25	120.9	14.95	102.65	0.3								
IB-14-RS	359450	6666920	258.25	211.99	100	158.25	33.78	118.22	0.2	111.99	20.7	87.03	0	46.26	13.08	31.19	0.2
IB-15-RS	343390	6671585	316.18		155	161.18	68.1	88.3	0.3								
IB-16-RS	345970	6671040		246.34	130					116.34	29.9	82.94	0				
IB-17-RS	350000	6672000	397.55	346.82	217	180.55	44.48	123.76	0.6	129.82	29.58	94.14	0	50.73	14.9	29.62	0.6
IB-18-RS	355100	6673000	288.12		154	134.12	23.05	104.84	0.75								
IB-19-RS	358000	6670810		372.29	234					138.29	39.59	93.2	0				
IB-20-RS	360762	6671229	261.35	212.3	124	137.35	34.56	94.88	2.93	88.3	15.72	67.2	1.18	49.05	18.84	27.68	1.75
IB-21-RS	338020	6661000	194.6	164.65	50.8	143.8	53.03	85.81	1.2	113.85	34.85	75.5	0	29.95	18.18	10.31	1.2
IB-22-RS	337990	6664000	266.05	221.7	106	160.05	55.55	97.31	0	115.7	34.1	77.1	0	44.35	21.45	20.21	0
IB-23-RS	339352	6666999	231.65	204.53	108	123.65	47.11	72.1	0	96.53	27.53	65.5	0	27.12	19.58	6.6	0
IB-25-RS	346040	6661000	224.75	171.7	75.9	148.85	27.43	112.83	2.1	95.8	6.1	86.2	0	53.05	21.33	26.63	2.1
IB-26-RS	345890	6662817	240.4	184.48	84.6	155.8	28.38	121.61	0.95	99.88	10.24	86.73	0	55.92	18.14	34.88	0.95
IB-28-RS	355163	6667273		246.66	123					123.66	15.33	102.51	0				
IB-29-RS	350299	6675032	422.2	345.16	227.6	194.6	63.63	122.11	0.9	117.56	29	84.56	0	77.04	34.63	37.55	0.9
IB-30-RS	353827	6675090	455.5	366.56	236	219.5	61.05	148.55	0.37	130.56	21.7	103.26	0	88.94	39.35	45.29	0.37
IB-31-RS	356000	6675000	349.1	319.85	194	155.1	23.93	122.9	2.15	125.85	8.73	112.18	0	29.25	15.2	10.72	2.15
IB-32-RS	383881	6677000	348		184	164	0	0	0								
IB-35-RS	384000	6679000	285.6		164	121.6	9.1	80.4	21.6								
IB-36-RS	387000	6682000	278.6		207	71.6	0	0	0								
IB-37-RS	389037	6680981	322.3		193.6	128.7	4	86.3	22.7								
IB-38-RS	391000	6680000	389.7		251	138.7	20	95.1	0								
IB-39-RS	393111	6680000	391.2		241	150.2	0	0	0								
IB-40-RS	393000	6682000	397		250	147	15.3	117.2	0								

Também foi confeccionado um modelo digital de elevação a partir de imagens de satélite SRTM de 30 metros de resolução, disponibilizadas em domínio público, na página do USGS (*United States Geological Survey*). Neste modelo digital de elevação foram traçados os principais lineamentos encontrados na região da área de estudo, utilizando diferentes direções de iluminação e sem exagero vertical.

Além disso, foram produzidos mapas de contorno estrutural, de localização da área de estudo no mapa geológico do Rio Grande do Sul, em escala 1:750.000 do

Projeto Brasil ao Milionésimo desenvolvido pela CPRM e uma seção correlacionando 7 sondagens, confeccionada utilizando-se o software CoreIDRAW X8. Nas sete sondagens utilizadas para a seção, foram digitalizadas as curvas de raios-gama e os litotipos envolvidos.

4. RESULTADOS

4.1 DEFINIÇÃO DOS HORIZONTES

Os horizontes foram selecionados de modo a se poder correlacionar as sondagens de maneira mais precisa, como apresentado na figura 4.1. Foram definidos três horizontes: o H0, correspondente ao topo do escudo Sul-Riograndense, o H1, camada de carvão denominada Iruí- Superior e o H2, camada de carbonato da Formação Irati, com resposta típica tanto no perfil de raios-gama quanto no perfil de resistividade, como exibido na figura 4.6. Das 212 sondagens, 167 apresentavam H0 e H2, 42 o intervalo H1 e H2, 52 o H0 e H1, 33 apresentavam os três horizontes e em somente 17 foi possível identificar o H0.

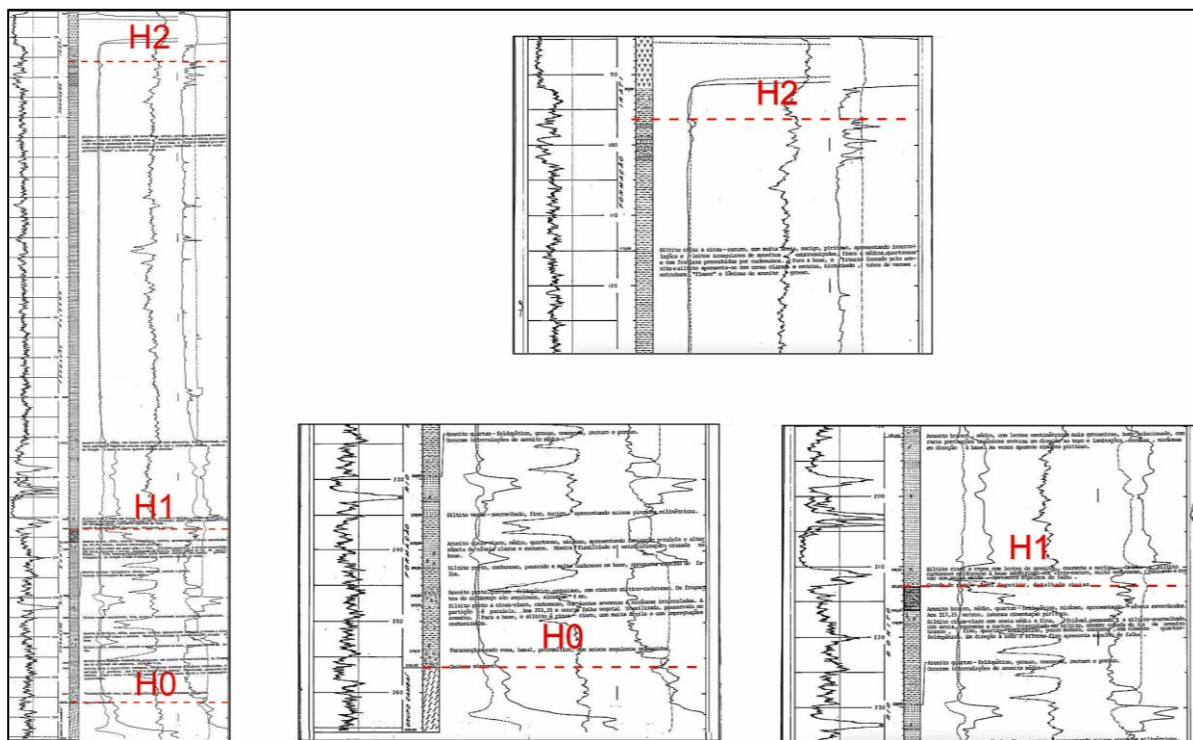


Figura 4.1: Perfil de sondagem IB-02-RS com indicação dos horizontes seleccionados no projeto.

4.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A análise do arcabouço estrutural da área de estudo se baseou na confecção e análise de mapas, tais como o modelo digital de elevação (MDE), criado a partir de imagens SRTM, onde foram traçados os principais lineamentos que passam sobre a bacia. Além deste, foram gerados mapas de contorno estrutural e de recorte da bacia do Paraná a partir do mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul.

No recorte do mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul (Figura 4.2) é possível observar o padrão estrutural do embasamento, com os principais lineamentos traçados pelos autores (CPRM, 2006, 1:750.000), de direção NE e, secundariamente, os de direção NW e E-W.

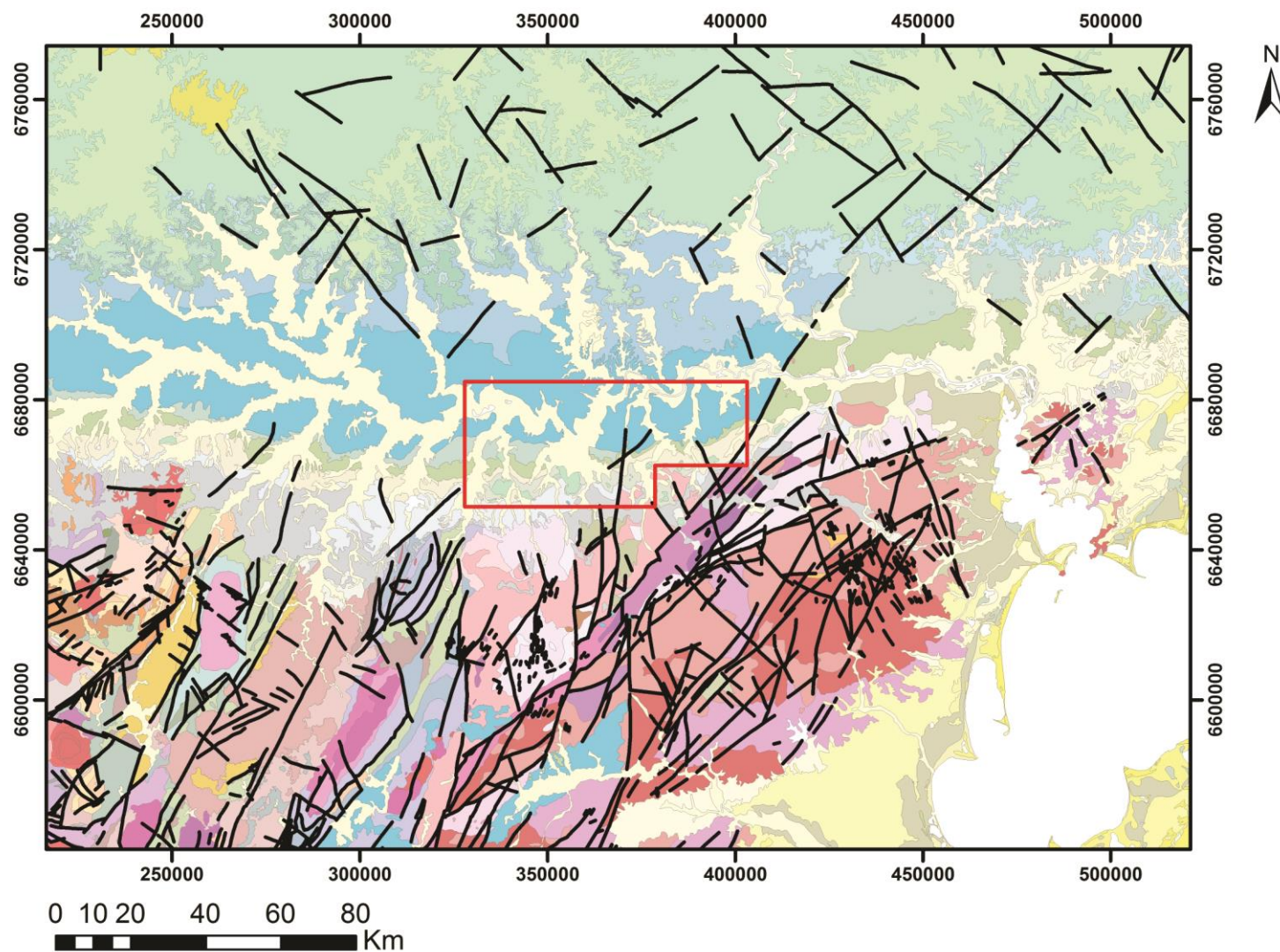


Figura 4.2: Recorte do mapa geológico do Rio Grande do Sul com ênfase nos principais lineamentos mapeados pelos autores e a localização da área de estudo em vermelho.

No modelo digital de elevação gerado para área de estudo (Figura 4.3), é possível observar extensos lineamentos de direção NW e NE sobre a Bacia do Paraná e com continuidade no embasamento adjacente. Embora o *trend* regional do embasamento Sul-riograndense seja majoritariamente de direção NE, é possível observar que os lineamentos com expressão no relevo que cortam a área de maneira mais pervasiva são os de direção NW.

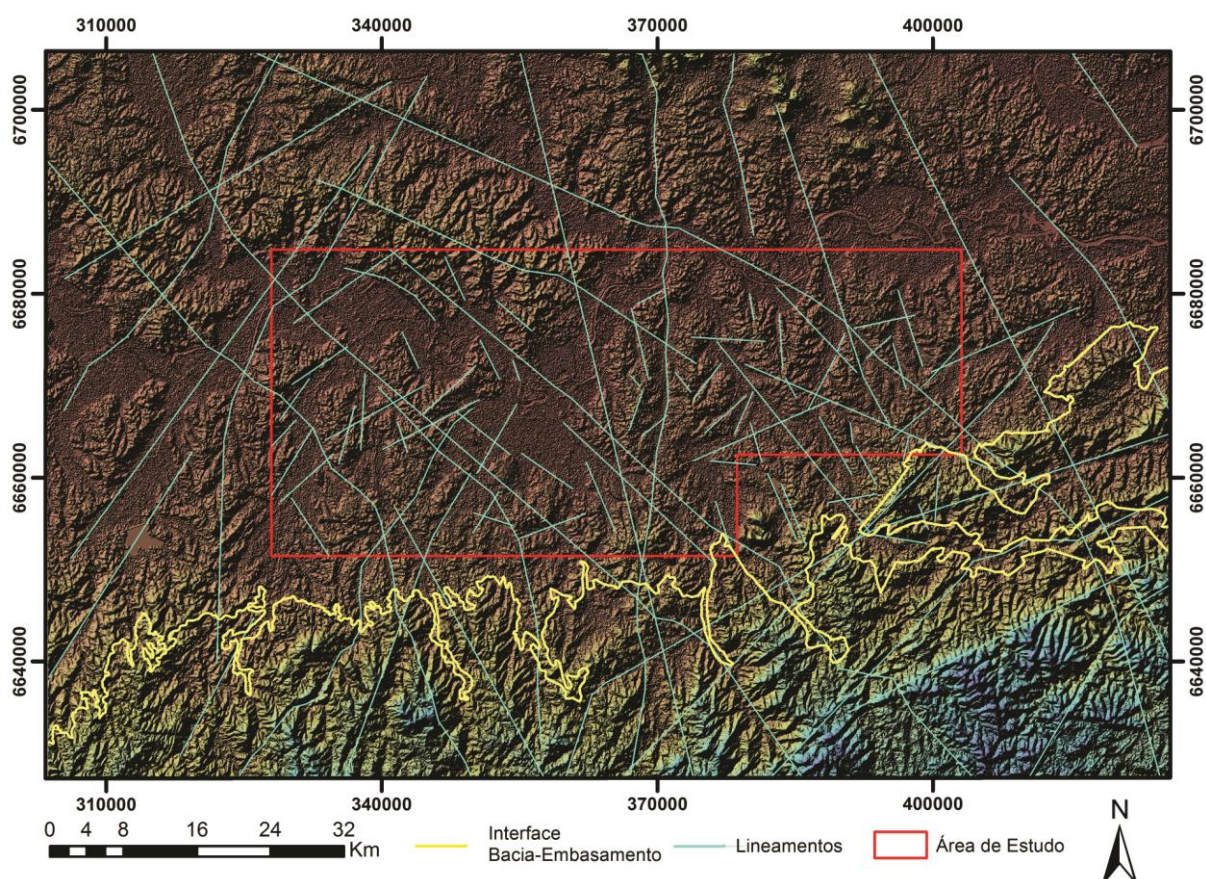


Figura 4.3: Modelo digital de elevação da região da área de estudo, com os principais lineamentos traçados.

A Figura 4.4 apresenta a geologia da área de estudo, com base no mapa geológico do Rio Grande do Sul (CPRM, 2006, 1:750.000), com a sobreposição dos lineamentos traçados via MDE e o posicionamento do embasamento, na porção branca da imagem. Neste mapa é possível observar que a zona aflorante da Formação Rio Bonito se encontra na forma de faixas estreitas alinhadas nas direções NW e E-W, assim como os depósitos aluvionares.

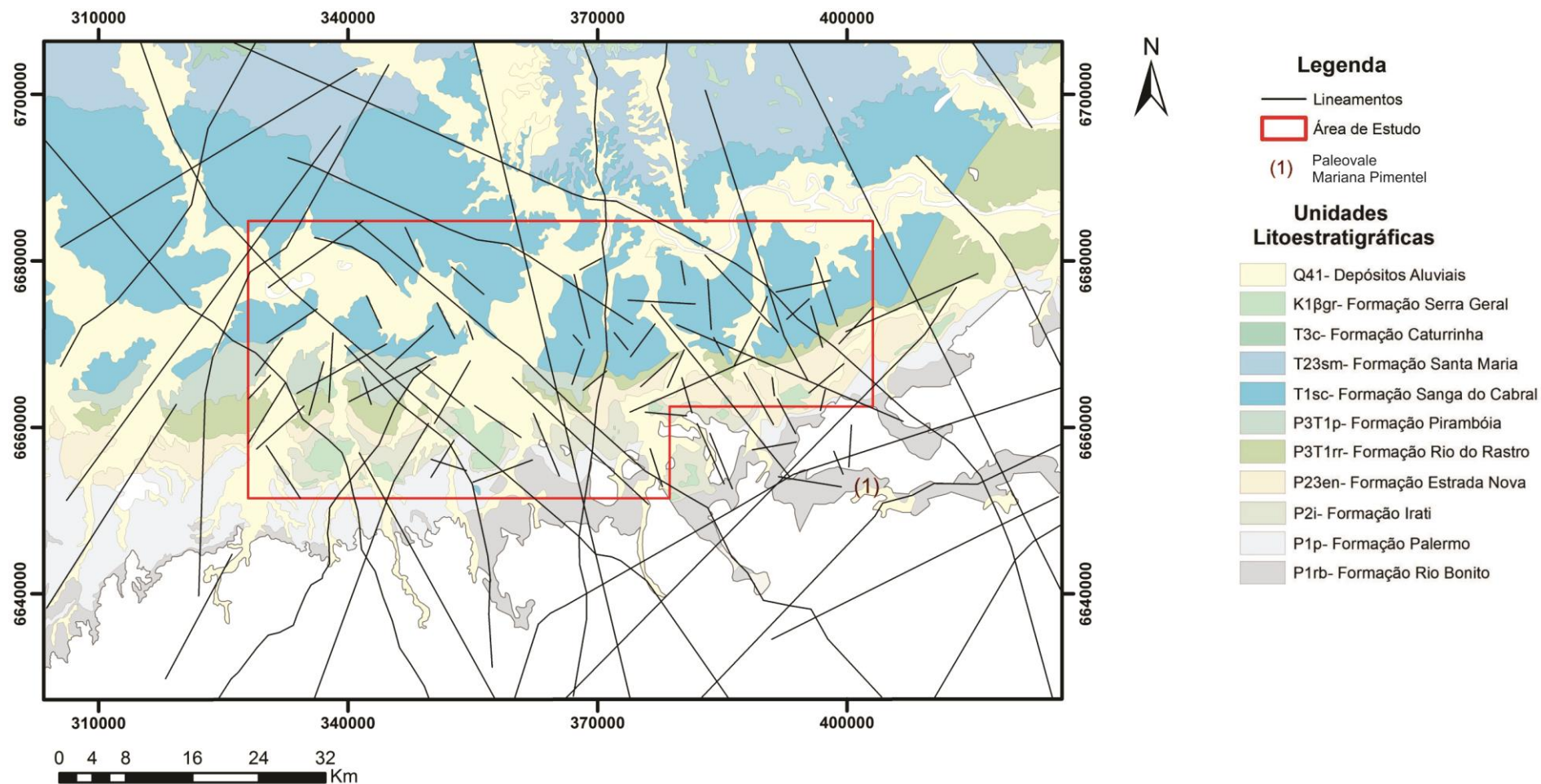


Figura 4.4: Recorte da Bacia do Paraná, no mapa geológico do Rio Grande do Sul (CPRM, 2006, 1:750.000) na região da área de estudo e os principais lineamentos traçados via MDE.

Já no mapa de contorno estrutural do embasamento (Figura 4.5), confeccionado a partir dos dados das sondagens, identifica-se uma tendência de aprofundamento do embasamento para o norte da área, o que era esperado pelo próprio gradiente da bacia em direção ao seu centro. Um outro aspecto que é possível observar neste mapa, é a presença de baixos do embasamento aparentemente condicionados por estruturas de direção NW, embora não tão evidente quanto observado nos mapas de isópacas e isólitais da região (ver itens 4.3, 4.4 e 4.5).

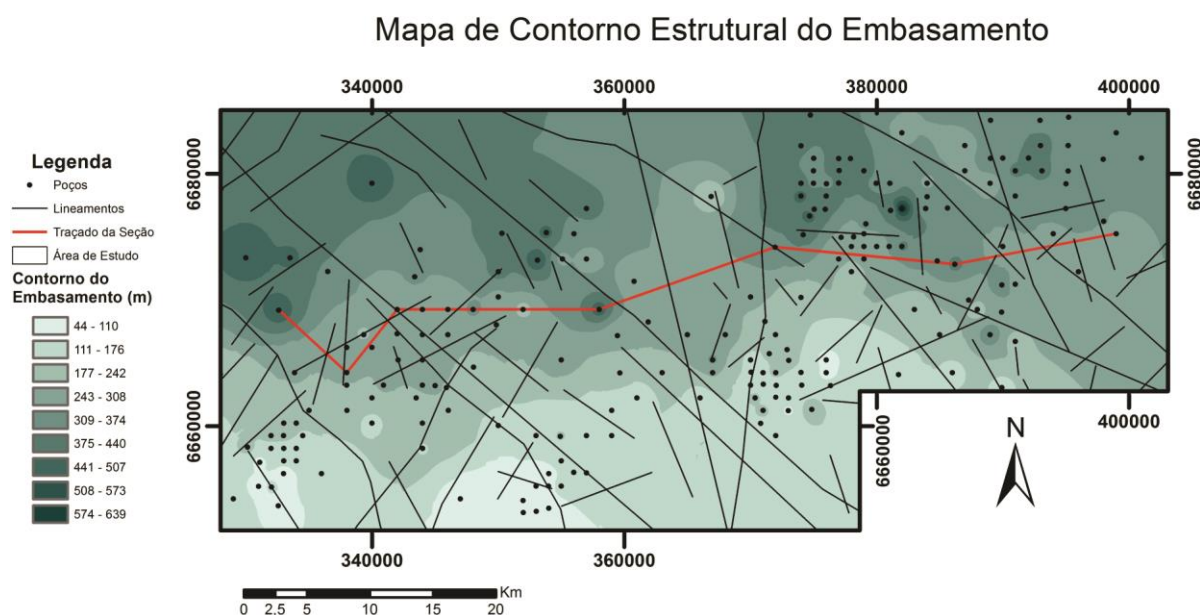


Figura 4.5: Mapa de contorno estrutural do embasamento, confeccionado a partir dos dados de poços, para a área de estudo. A linha vermelha corresponde ao traçado da seção estratigráfica transversal.

Na seção estratigráfica confeccionada para a área de estudo (Figura 4.6), é possível visualizar como seria o embasamento na época da deposição dos carbonatos da formação Irati (utilizado como *datum*), com uma possível estruturação em grabens e horsts.

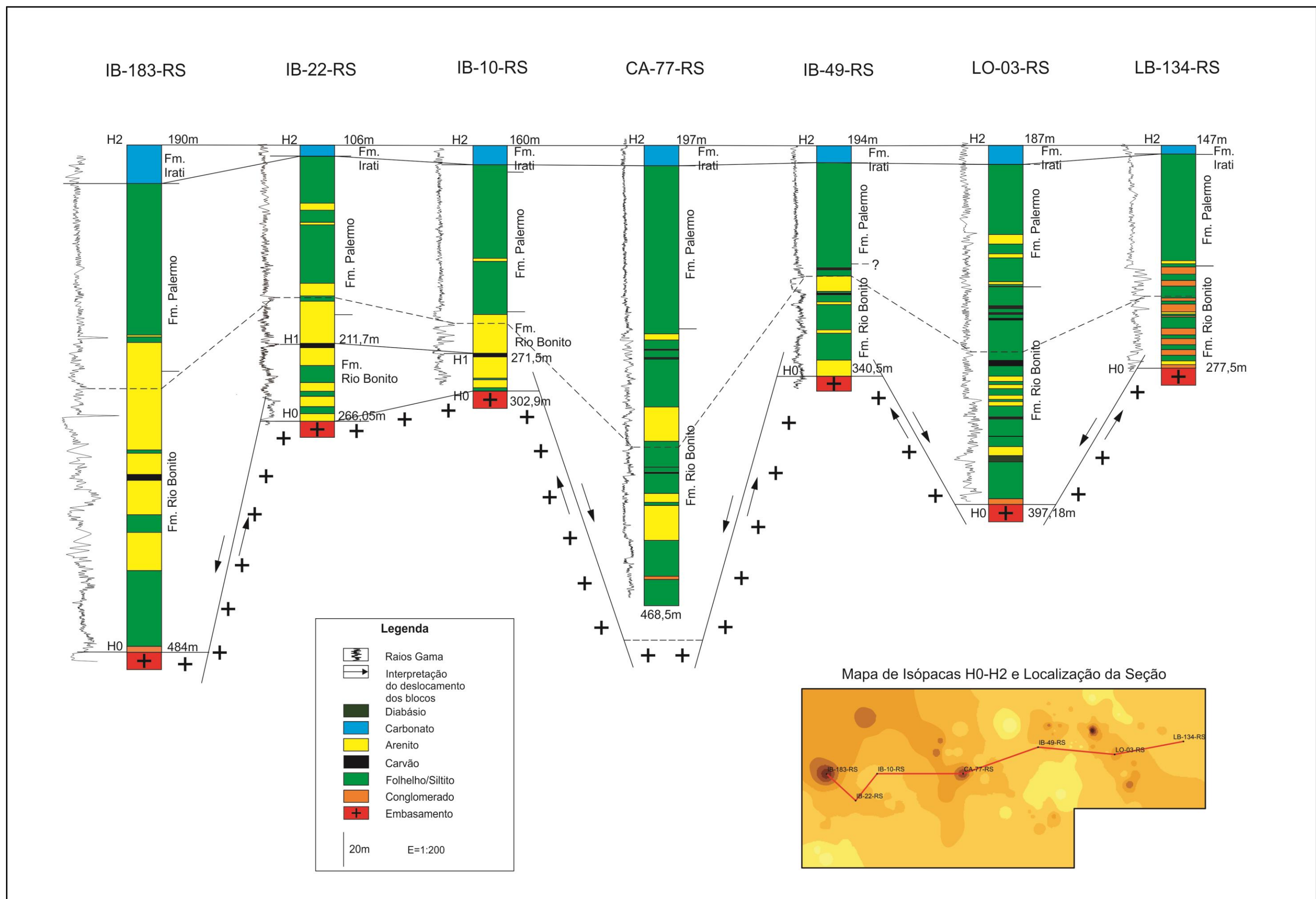


Figura 4.6: Seção estratigráfica transversal para área de estudo, com destaque para a possível estruturação do embasamento, configurando grabens e horsts.

4.3. INTERVALO H0-H2

O intervalo compreendido entre o topo do embasamento (H0) e o topo da camada de rochas carbonáticas da Formação Irati (H2), pode ser rastreado em toda a área de estudo, com espessuras entre 60 e 330 metros. É possível observar pelo mapa de isópacas (Figura 4.7), que as maiores espessuras, representadas pelas cores mais escuras, definem dois depocentros alinhados na direção NW (um na porção leste e outro na porção oeste da área) e coincidentes com grandes lineamentos também nesta mesma direção. Ainda nota-se que há grande espessura a oeste da área de estudo, porém, não apresentando controle estrutural evidente.

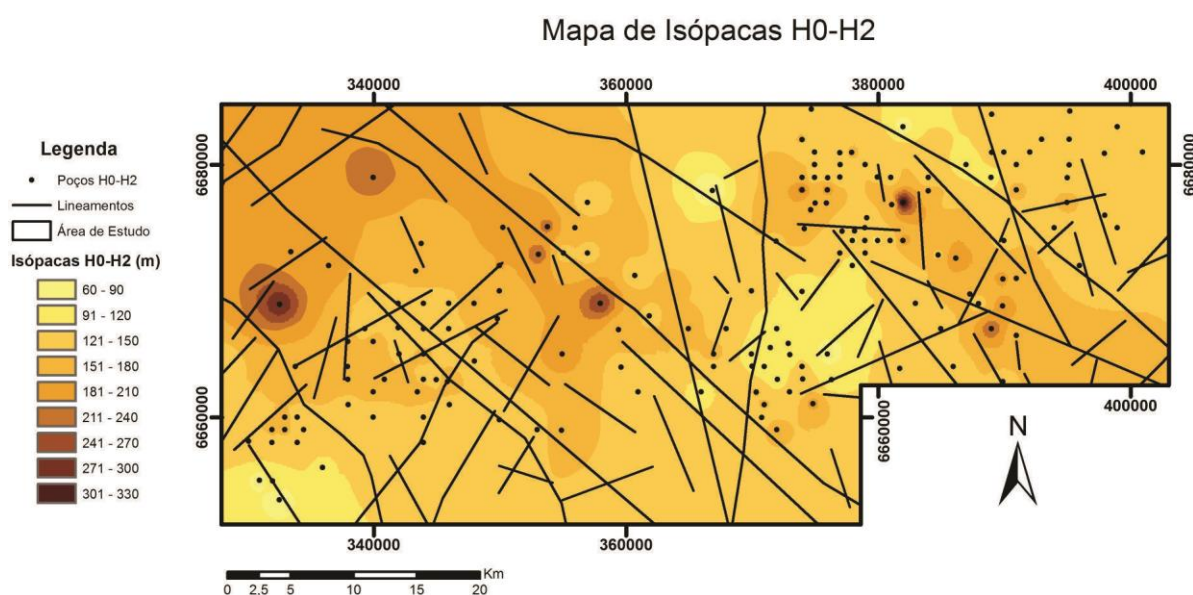


Figura 4.7: Mapa de isópacas para o intervalo H0-H2.

Nos mapas de isólitas de clásticos grossos (arenito e conglomerado) para o intervalo H0-H2 (Figura 4.8) é possível observar a mesma tendência destes se acumularem na direção dos lineamentos NW. O mapa de isólitas de folhelho e siltito para o intervalo H0-H2 (Figura 4.9), apresenta o mesmo padrão, com as maiores espessuras alinhadas na direção NW. É importante salientar também que os lineamentos de direção NW também aparentam balizar as regiões de pouca espessura de sedimentos, como se pode observar na porção centro-leste da área.

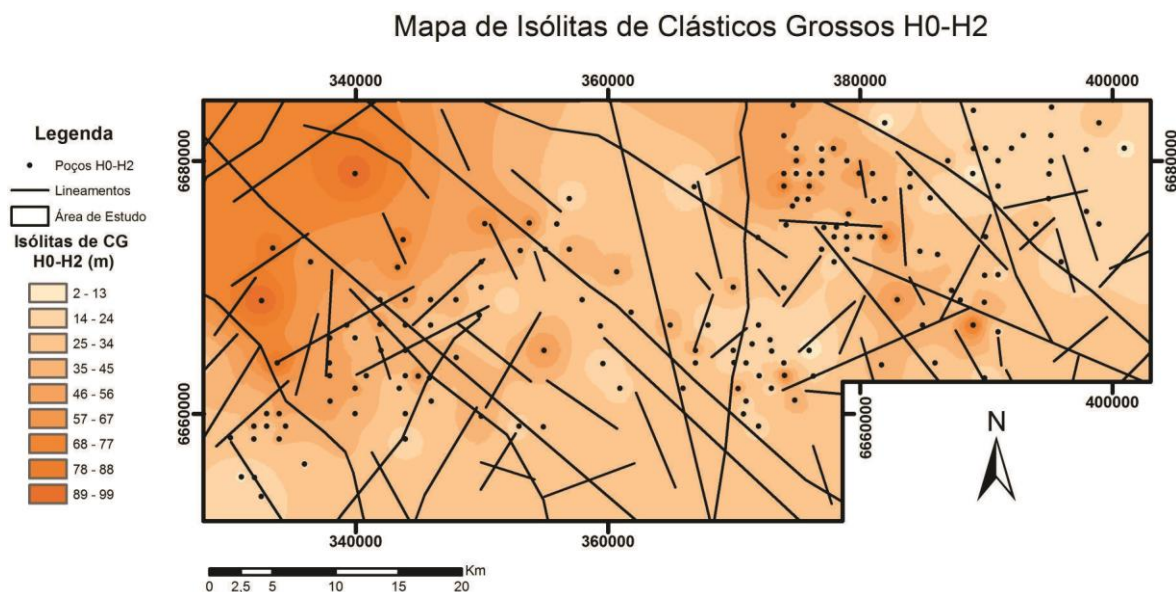


Figura 4.8: Mapa de isólitais de clásticos grossos para o intervalo compreendido entre H0 e H2.

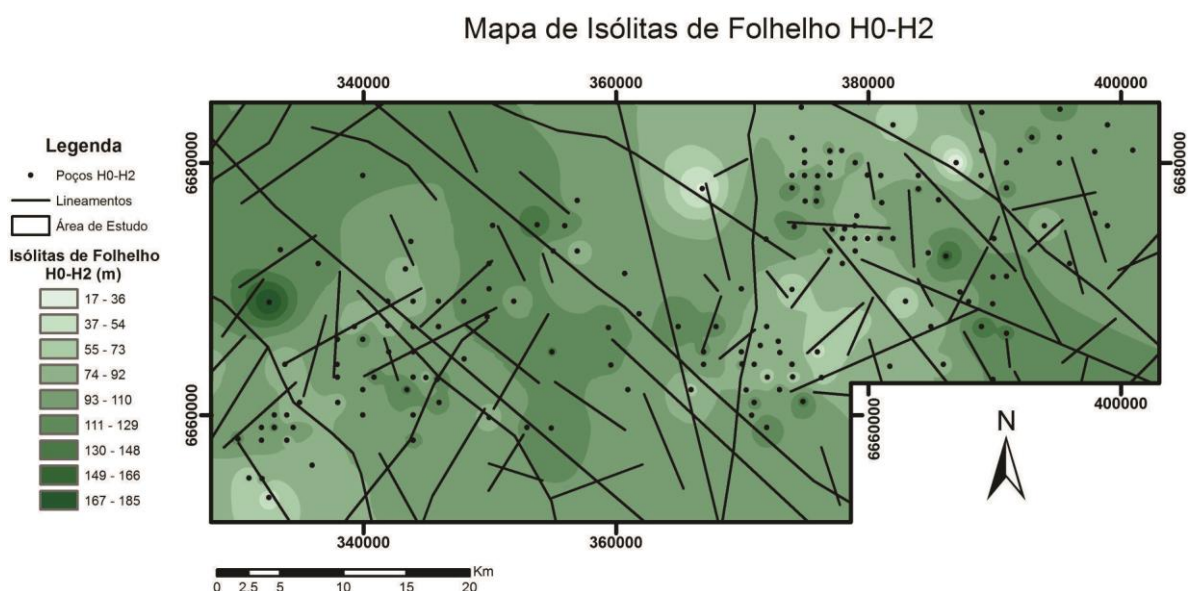


Figura 4.9: Mapa de isólitais de folhelho e siltito para o intervalo compreendido entre H0 e H2.

4.4. INTERVALO H0-H1

O intervalo compreendido entre os horizontes H0 (topo do embasamento) e H1 (topo da camada de carvão Iruí-Superior), representa a porção mais basal do empilhamento estratigráfico da bacia na região, abrangendo principalmente a Formação Rio Bonito, e em algumas sondagens ainda há a presença do Grupo Itararé como a unidade em contato com o embasamento.

Este intervalo não pôde ser rastreado em toda a área de estudo, devido a menor continuidade lateral do horizonte H1. O mapa de isópacas (Figura 4.10) mostra uma variação de espessura entre 10 e 80 metros, sendo possível observar que, assim como o mapa de isópacas de H0-H2, há uma orientação das maiores espessuras (cores mais escuras), alongada na direção NW.

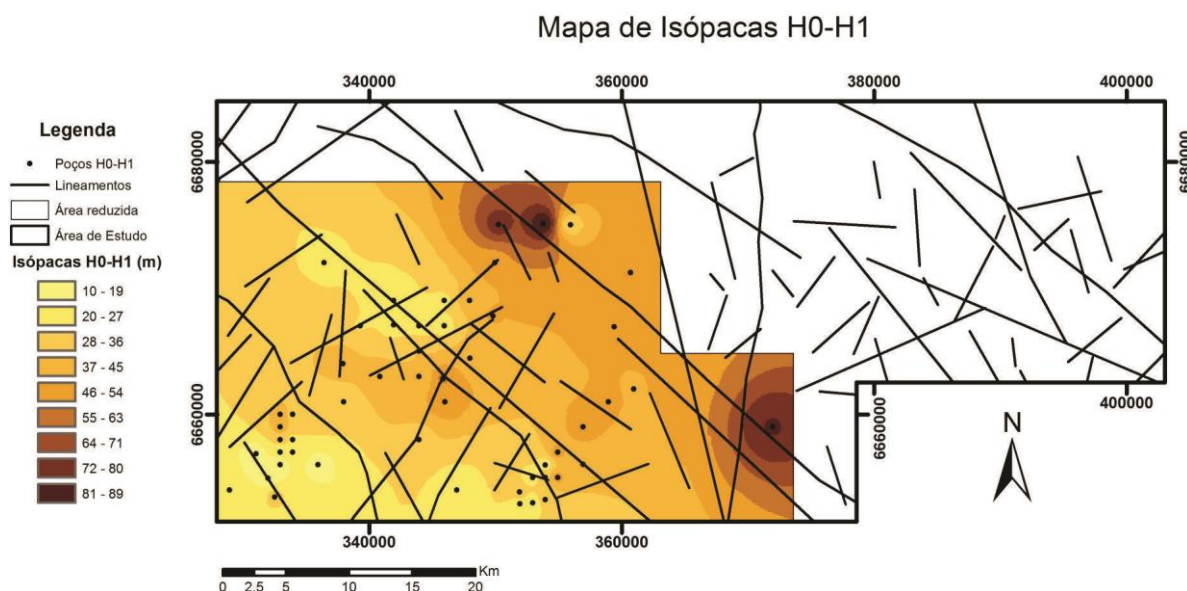


Figura 4.10: Mapa de isópacas para o intervalo compreendido entre H0 e H1.

Os mapas de isólitas de clásticos grossos (Figura 4.11) e de folhelho (Figura 4.12) também mostram as maiores espessuras alinhadas na direção NW. É possível notar que as regiões de poucas espessuras (cores mais claras) aparentam estar também balizadas por lineamentos, tanto de direção NW (como no extremo SW da área reduzida), quanto NE (região central da área).

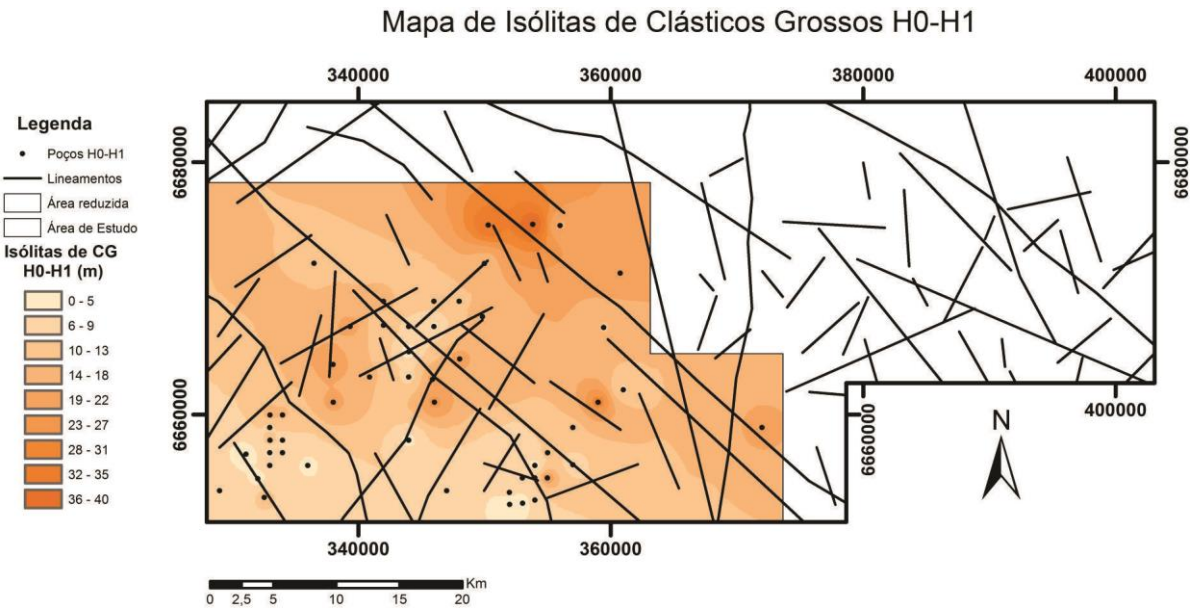


Figura 4.11: Mapa de isólitais de clásticos grossos para o intervalo compreendido entre H0 e H1.

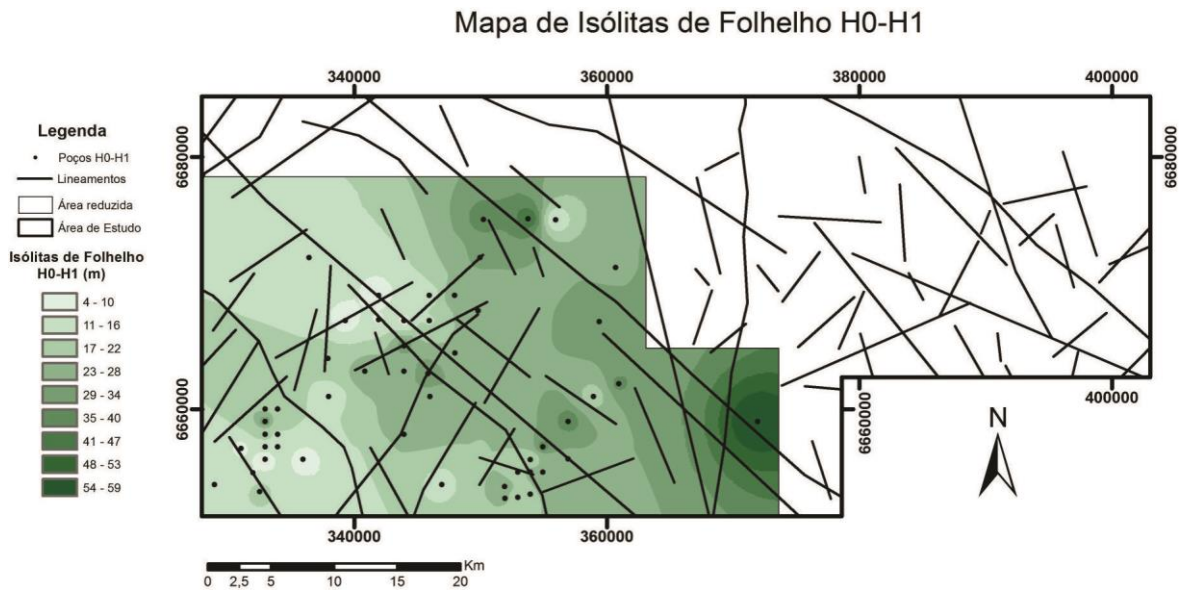


Figura 4.12: Mapa de isólitais de folhelho e siltito para o intervalo compreendido entre H0 e H1.

4.5. INTERVALO H1-H2

O intervalo entre os horizontes H1 (topo da camada de Carvão Iruí-Superior) e H2 (topo da camada de carbonato da Formação Irati) abrange as Formações Rio Bonito, Palermo e a porção inferior da Formação Irati, ou seja, aborda a porção média da coluna estratigráfica da bacia na região. A exemplo do intervalo entre H0

e H1, o intervalo compreendido entre H1 e H2 foi rastreado apenas na porção centro-oeste da área.

O mapa de isópacas deste intervalo (Figura 4.13) mostra um padrão diferente do observado nos intervalos H0-H1 e H0-H2, neste, não se percebe um maior espessamento das unidades na direção NW e sim, um maior espessamento das unidades como um todo em direção ao norte da área (bacia adentro).

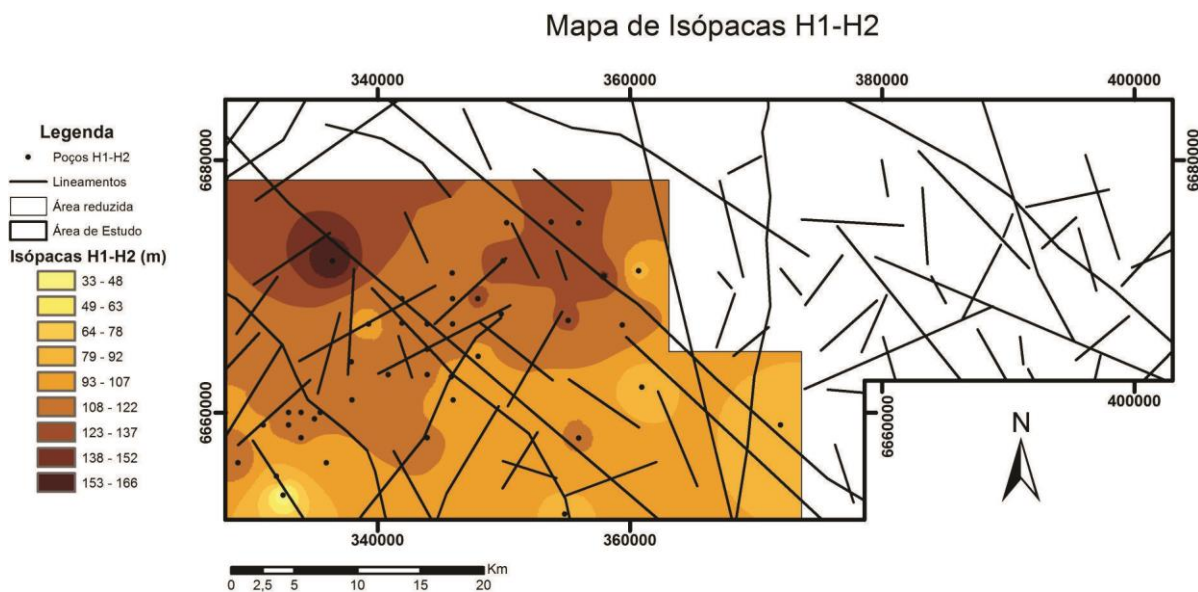


Figura 4.13: Mapa de isópacas para o intervalo compreendido entre H1 e H2.

Já nos mapas de isólitais de clásticos grossos (Figura 4.14) e de folhelho e siltito (Figura 4.15), essa característica se mantém, na forma de um espessamento relativamente homogêneo desses litotipos em direção ao norte da área, embora no mapa de isólitais de folhelho se perceba uma certa compartimentação estrutural tanto pelas estruturas NW quanto NE.

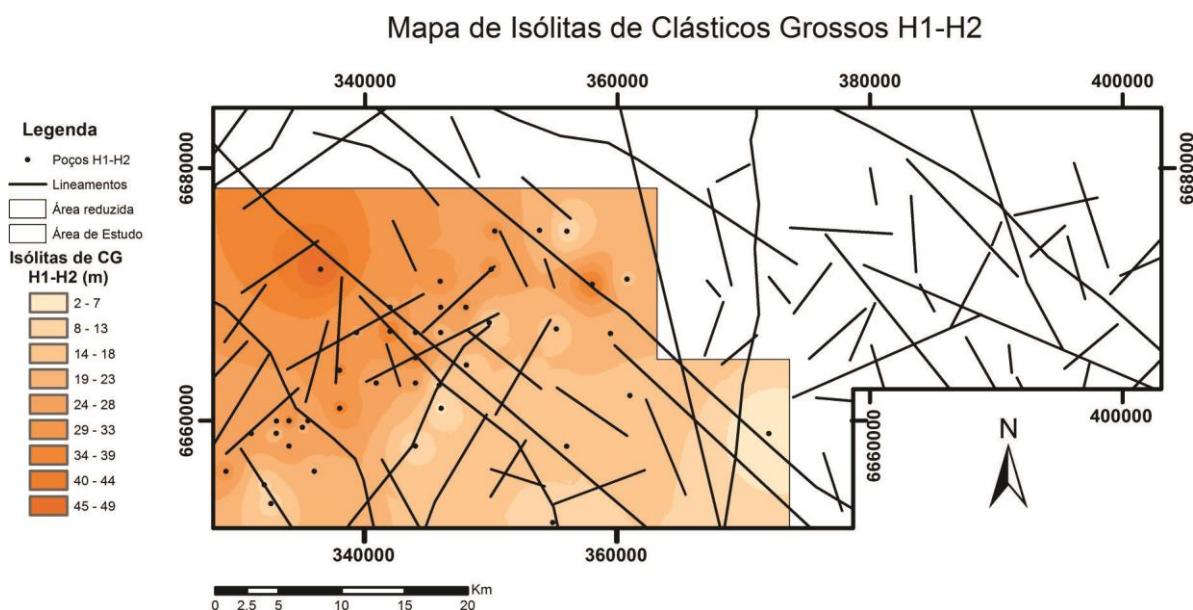


Figura 4.14: Mapa de isólitais de clásticos grossos para o intervalo compreendido entre H1 e H2.

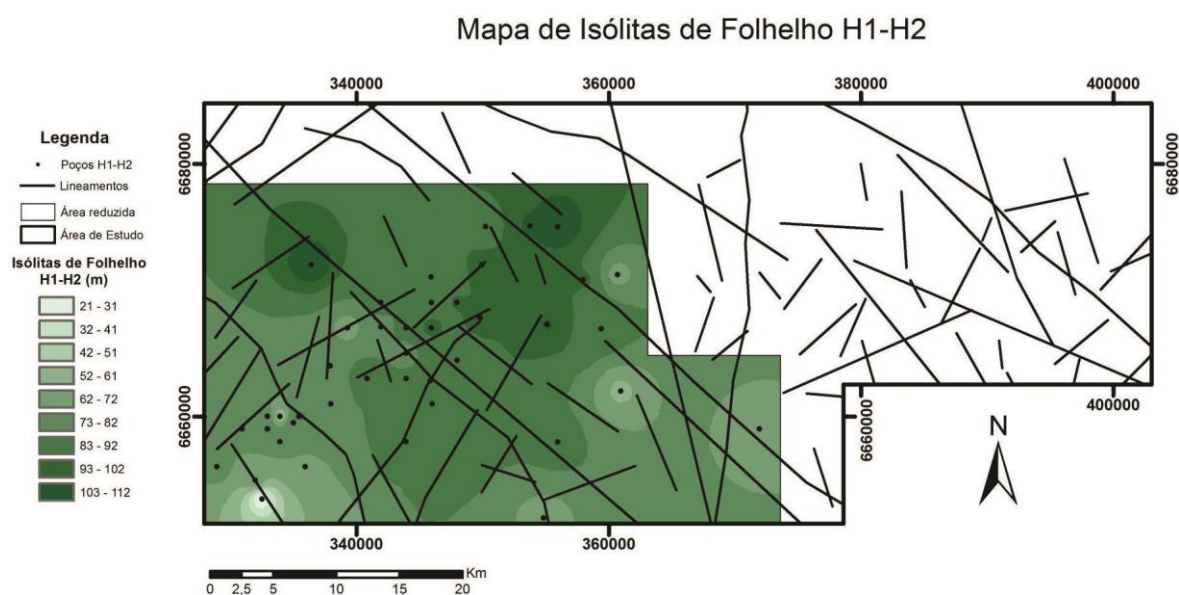


Figura 4.15: Mapa de isólitais de folhelho e siltito para o intervalo compreendido entre H1 e H2.

5. DISCUSSÃO

Os mapas apresentados no capítulo anterior foram confeccionados com o intuito de investigar possíveis controles tectônicos na sedimentação do intervalo entre o Neocarbonífero e Eopermiano da Bacia do Paraná. Como já discutido no capítulo 2, principalmente durante o Paleozóico a borda sul-ocidental do

supercontinente Gondwana, passou por algumas orogenias, dentre elas, da mais antiga para a mais nova, as orogenias Oclóyica, Sanrafaélica, Precordilheirana e Chânica (Milani & Ramos, 1998). Um mapa que exemplifica um momento dessas orogenias é apresentado na figura 5.1, que evidencia a convergência entre o oceano Panthalassa e o paleocontinente.

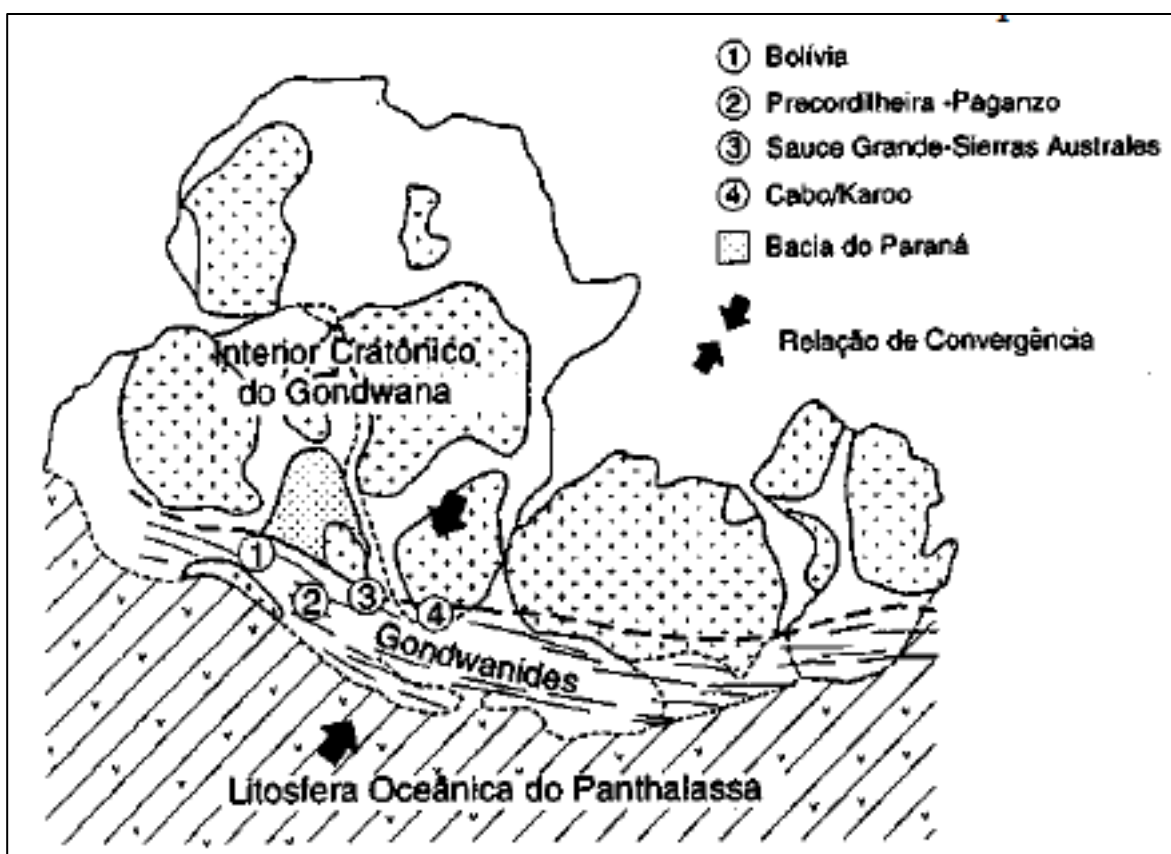


Figura 5.1: Configuração geotectônica no Gondwana durante o Fanerozóico, com a convergência entre o paleocontinente e a litosfera oceânica do Panthalassa. Observar a localização da Bacia do Paraná durante esta orogênese (pontilhado fino). Retirado de Milani & Ramos (1998), compilado pelos autores dos trabalhos de Powell (1993) e De Wit *et al.* (1988),

Além de mudanças no nível relativo da mar (Figura 5.2), estas orogenias afetaram a bacia de modo a reativar estruturas do embasamento. Milani & Ramos (1998) afirmam que na parte final do Eopermiano, a morfologia da Bacia do Paraná foi profundamente modificada, fato este que coincide temporalmente com o clímax da Orogenia Sanrafaélica. Portanto, a orogenia que teria ocorrido nas bordas do Gondwana, durante a deposição da porção superior do intervalo estudado, seria a orogenia Sanrafaélica (Orogenia Tardiherciniana, de Zalán *et al.* 1990).

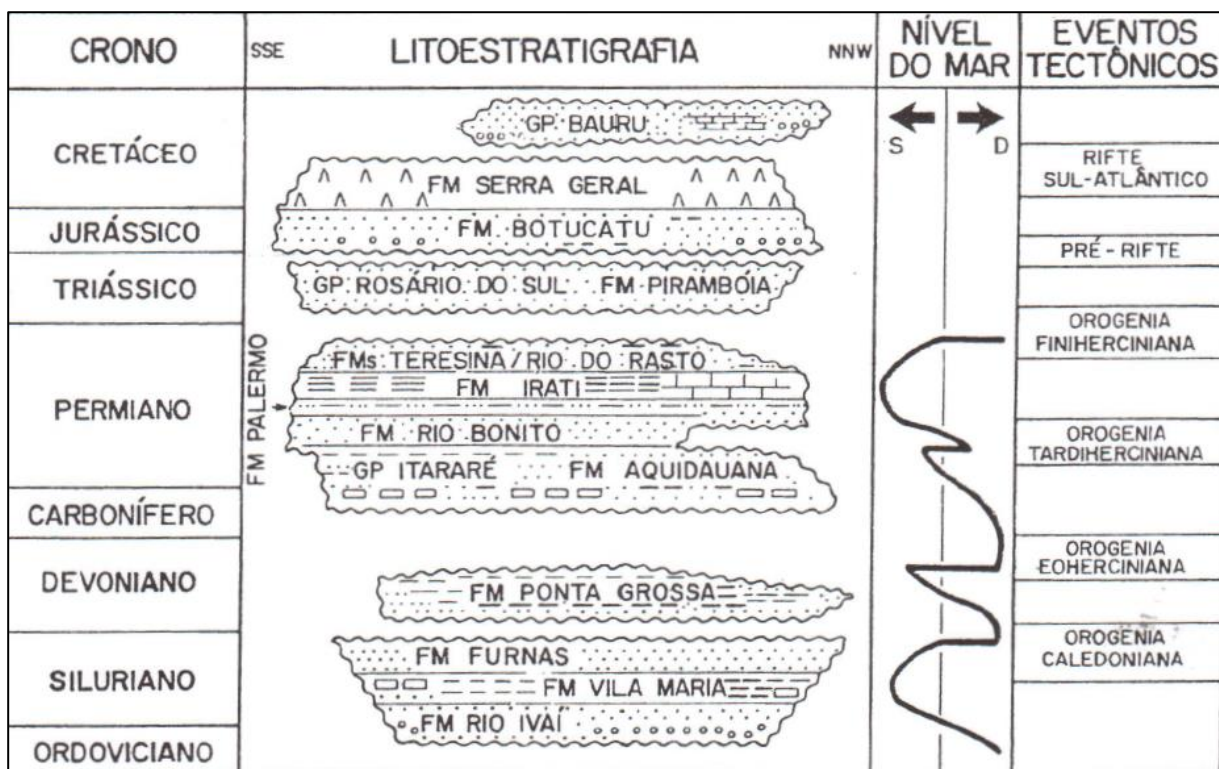


Figura 5.2: Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná, correlacionando os eventos tectônicos do Paleozóico com as mudanças do nível relativo do mar. Retirado de Zalán *et al.* (1990).

Os mapas construídos para a área de estudo exibem uma tendência de espessamento dos intervalos ao longo de estruturas de direção NW, apresentado, principalmente, nos mapas de isópacas entre os intervalos H0-H2 e H0-H1 (Figuras 4.7 e 4.10).

Uma interpretação de possíveis depocentros e altos estruturais na área de estudo é apresentada na figura 5.3, onde se tem em linhas tracejadas vermelhas regiões de calhas deposicionais (grabens) e em linhas tracejadas azuis possíveis altos estruturais (horst). A grande maioria dos mapas aponta para uma reativação de estruturas NW, que condicionaram as maiores espessuras de sedimentos da área. Os lineamentos NE, embora cruzem a área de estudo advindos do embasamento, parecem não condicionar mudanças na sedimentação.

As maiores espessuras de folhelho e siltito ao longo dos depocentros controlados pelas estruturas NW, sugerem variações laterais na razão espaço de acomodação/sedimentação e, portanto, maiores taxas de subsidência em

determinadas porções. Isso é verificado principalmente nos mapas de isólitais dos intervalos H0-H2 e H0-H1.

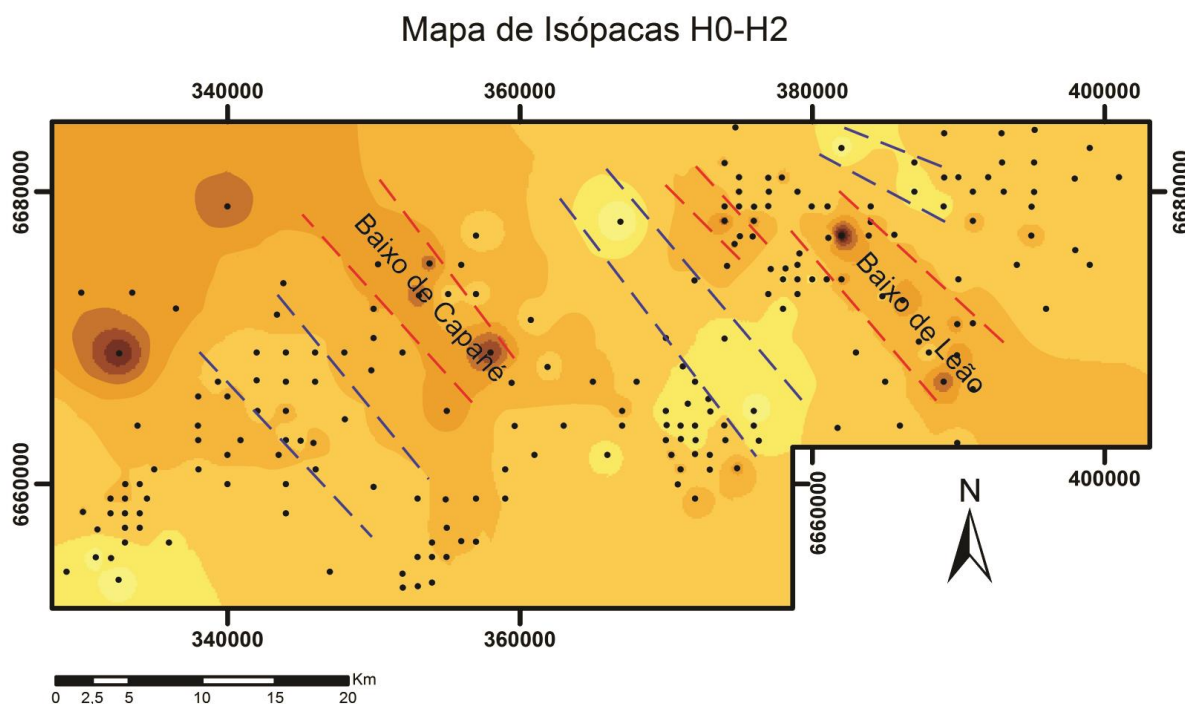


Figura 5.3: Mapa de interpretação dos principais *trends* de acumulação de sedimentos na área de estudo, tendo como base o mapa de isópacas H0-H2.

A seção estratigráfica transversal (Figura 4.6) correlaciona 7 perfis de sondagem que cortam a área de estudo na direção EW, tem como *datum* o topo da camada de carbonatos da Formação Irati (H2) e exibe a estruturação do embasamento em grabens e horsts. É interessante observar nessa seção que as sondagens encontradas nos supostos baixos estruturais (IB-183-RS, CA-77-RS e LO-03-RS) apresentam conglomerados em sua base, enquanto que os que estariam nos altos estruturais (IB-22-RS, IB-10-RS e IB-49-RS) não apresentam este tipo de sedimentação. A exceção se dá no poço mais a leste da seção (LB-134-RS), onde se tem um alto estrutural e uma importante quantidade de conglomerados. Essas características talvez apontem para uma possível movimentação de falhas que delimitavam blocos, criando uma mudança de gradiente e favorecendo a deposição de sedimentos clásticos grossos, como os conglomerados.

Os principais lineamentos de direção NW traçados via MDE do escudo Sul-Riograndense e na Bacia do Paraná no leste do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, são apresentados na figura 5.4 (Cardozo, 2011). Destes lineamentos NW o que se encontra mais próximo da área de estudo é a Zona de Cisalhamento Ibaré, uma zona de cisalhamento dúctil de caráter sinistral (Figura 2.4). Nesta imagem é possível identificar na área de estudo o Lineamento Jacuí-Porto Alegre, com direção EW. Fonseca (2006) afirma que estas estruturas de direção leste-oeste, poderiam estar relacionadas ao momento geotectônico do Permiano na Bacia do Paraná, que foram reativadas no Eocretáceo, quando ocorreu a quebra do Gondwana. Este lineamento EW condiciona o curso do rio Jacuí.

Um outro importante lineamento localizado próximo da área de estudo é o Lineamento Passo do Marinheiro, uma zona de cisalhamento rúptil de caráter sinistral e de direção N-S (Phillipp *et al.* 2013).

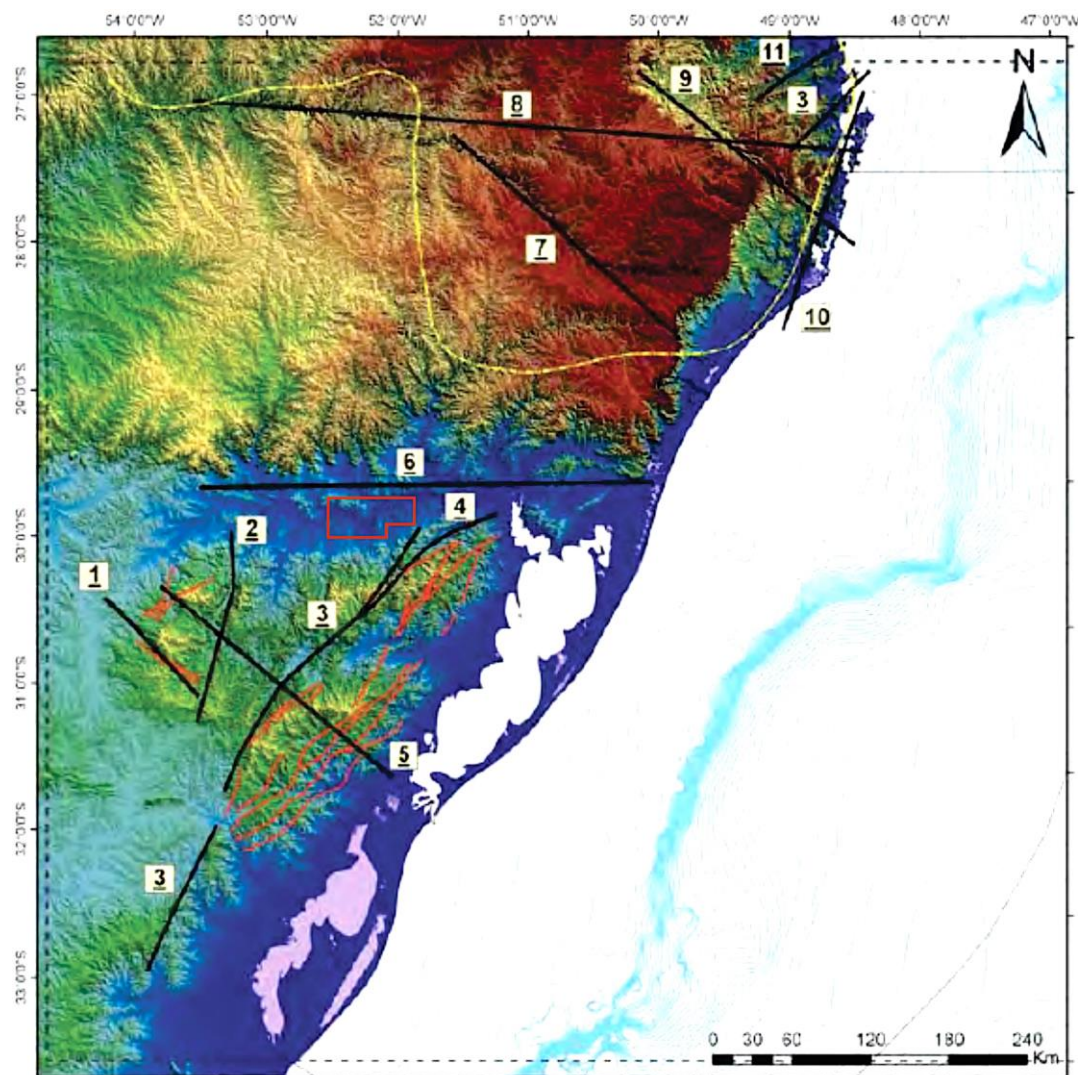


Figura 5.4: Imagem SRTM retirada de Cardozo (2011), onde foram traçados os principais lineamentos da porção leste do Rio Grande do Sul e de parte de Santa Catarina. Observar os lineamento NW (1- ZC Ibaré, 5- Arco de São Gabriel, 7- Lineamento de Torres- Rio Pelotas e 9 – Lineamento Tibagi), o lineamento E-W que passa próximo ao centro da área de estudo (6- Lineamento Jacuí-Porto Alegre) e o lineamento de direção NE, Passo do Marinheiro (2). Em vermelho, a localização da área de estudo.

As anomalias gravimétricas positivas de direção NW, exibidas na figura 2.2, de acordo com Fernandes *et al.* (1995), representariam os diques de diabásio do Mesozóico, que atravessam todos os terrenos.

Tedesco *et al.* (2016) afirmam que a morfologia do paleovale Mariana Pimentel (adjacente à área de estudo), formado durante a glaciação neopaleozoica, foi balizado pela configuração estrutural herdada do embasamento. Este paleovale,

apresentado nas figuras 4.4 e 5.5, apresenta direção geral NW, porém ocorrem inflexões para EW e para NE, quando intercepta um longo lineamento nesta mesma direção. Isto indica que o paleovale foi mesmo condicionado por feições tectônicas e não somente resultante da paleotopografia esculpida pela geleira. É possível inferir também que as inflexões poderiam ter sido resultado de uma atividade dos lineamentos NE concomitante à abertura dos grabens (de direção NW). Outra hipótese seria a de que houve algum evento posterior ao longo das estruturas NE que cisalhou o paleovale numa cinemática transcorrente dextral (na inflexão para NE) e sinistral (na inflexão EW).

Os baixos estruturais encontrados na área de estudo foram correlacionados aos paleovales apresentados por Tedesco *et al.* (2016), onde temos na porção leste o baixo de Leão, que corresponde ao que os autores chamaram de "Paleovale Leão", e a oeste o baixo de Capané, correspondente ao "Paleovale Capané".

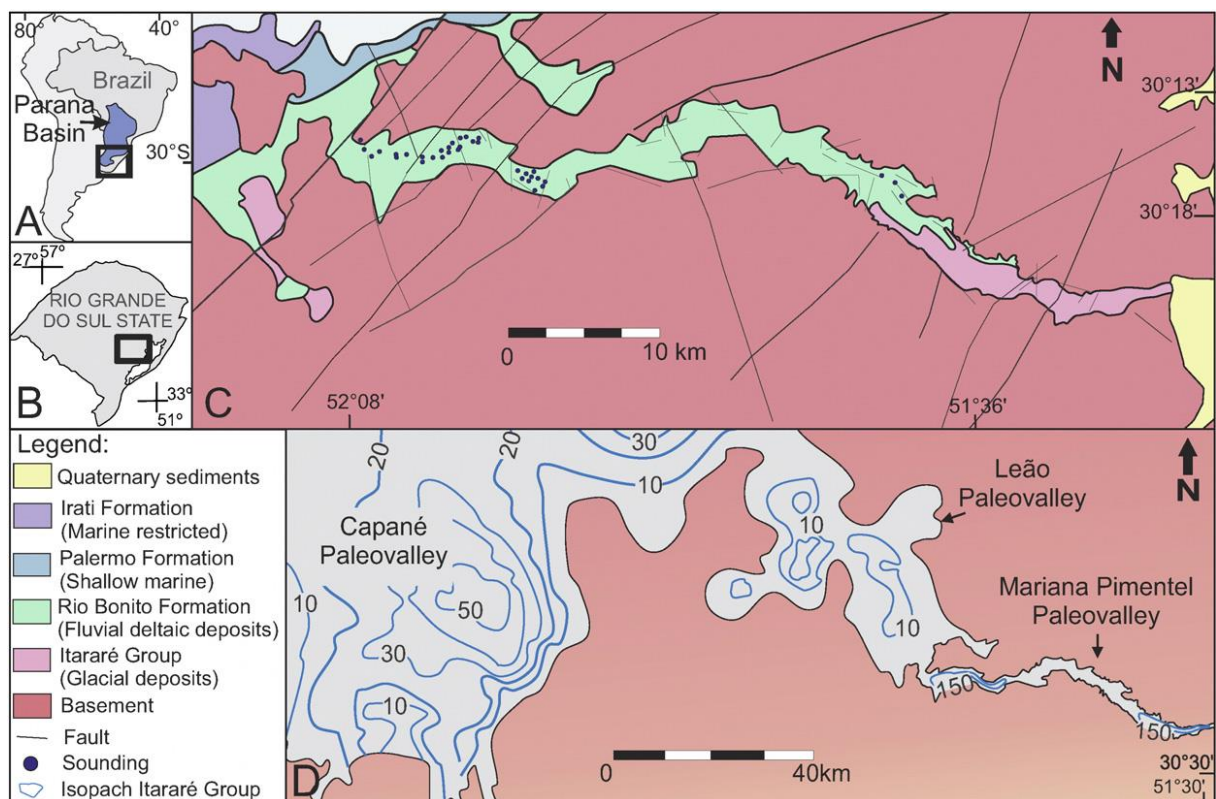


Figura 5.5: Detalhe do paleovale Mariana Pimentel, suas unidades e localização no estado do Rio Grande do Sul. Retirado de Tedesco *et al.* (2016)

A hipótese de que prováveis controles tectônicos na sedimentação se referissem às reativações ocorridas durante o Neopaleozóico em estruturas pré-

existentes do embasamento (que apresenta uma configuração estrutural essencialmente de direção NE), como foi apresentado em alguns trabalhos anteriores (e.g. Oliveira, 1991; Rostirolla *et al.* 2000, Riccomini *et al.* 2005; Trzaskos *et al.* 2006) não pode ser comprovada com os dados apresentados nesse trabalho. Ao contrário, os resultados deste trabalho mostram que estas reativações de direção NE, citadas pelos autores, aparentemente não influenciaram a sedimentação no intervalo estudado na área em questão, tendo sido, provavelmente, posteriores à deposição. A influência que a Orogenia Sanrafaélica teve na deposição do intervalo estudado na área de estudo é de difícil visualização em razão de sua direção de convergência (N-S). Esta direção N-S não propiciaria extensão ao longo de estruturas NW, mas sim, reativação de estruturas NE.

A investigação de possíveis causas para a reativação de estruturas de direção NW, durante o Neopaleozóico na porção sul da Bacia do Paraná, necessita de um estudo mais aprofundado e abrangente.

6. CONCLUSÕES

A partir dos mapas e seção confeccionados para o intervalo estudado, do apoio da bibliografia e das discussões acima, foi possível chegar as seguintes conclusões:

- 1) A área de estudo, localizada na interface entre o embasamento Sul-riograndense e as rochas da Bacia do Paraná, apresenta fortes indícios de um controle na sedimentação neopermiana, possivelmente pelas reativações de estruturas de direção NW.
- 2) Os principais lineamentos presentes na área de estudo advindos do embasamento são de direção NW, ao contrário do que se esperaria pela configuração estrutural essencialmente de direção NE do embasamento.
- 3) Os mapas de isópacas e de isólitais confeccionadas para o intervalo H0-H1 e H0-H2 mostram uma tendência das espessuras na direção NW se alinharem, enquanto que para o intervalo H1-H2 essa orientação não se faz presente. Embora a área de abrangência desses dois intervalos (H0-H1 e H1-H2) seja menor que a área total, se esperaria um mesmo comportamento das espessuras.

- 4) A hipótese de reativações ocorridas no Neopaleozóico, em estruturas antigas do embasamento, que teriam condicionado a sedimentação, não se comprovou na área de estudo. Os resultados apontam que essas reativações de direção NE, citadas pelos autores, não influenciaram a sedimentação do intervalo, tendo sido, possivelmente, posteriores à deposição.
- 5) A origem destas reativações de direção NW, em um contexto de estruturação do embasamento, de direção essencialmente NE, é de difícil determinação, pois seria necessário um maior aprofundamento e abrangência do estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, *Boletim Especial*, **8**: 12-13.

Almeida, E.F.M. & Hasui, Y., (Eds.) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher, 378p.

Basei M.A.S., McReath I. and Silva Jr. O., 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, **VI(3)**:383-391.

Bom, F. M., Philipp, R.P., Zvirtes, G. 2014. Evolução metamórfica e estrutural do Complexo Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*, **41(2)**: 131-153.

Cardozo, T. 2011. *Caracterização do arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas e da área emersa adjacente*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UNESP-Rio Claro. 128p.

Chemalle Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Michael Holz; Luiz Fernando de Ros. (Org.). *Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Gráfica da UFRGS, p. 03-44.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R.; Costa, A. F. U.; Koester, E.; Porcher, C. C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G. E. & Camozzato, E., 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(4)**: 375-384.

Fonseca, C.P. 2006. *Estudos morfotectônicos aplicados à planície costeira do Rio Grande do Sul e adjacências*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. 306p.

Hartmann, L. A.; Chemale Jr., F.; Philipp, R. P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.): *50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências*. Contribuições, p. 97-123.

Holz, M., França, A.B., Souza, P.A, Iannuzzi, R., Rohn, R., 2008. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **29**: 381-399.

Kern, H.P. 2008. *Arquitetura estratigráfica de corpos arenosos gerados por ondas e marés no bloco central da Mina do Iruí (Formação Rio Bonito, Eopermiano da Bacia do Paraná, RS)*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Unisinos , 138 p.

Lopes, R.C., Lavina, E.L.C., 2001. Estratigrafia de sequências das formações Rio Bonito e Palermo na região carbonífera do Jacuí, Rio Grande do Sul. In: H.J.L.S. Ribeiro (ed.) *Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações*, Unisinos, p. 391-419.

Milani, E.J., Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28(4)**: 473-484.

- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro C.D.R. & Brito Neves B.B. (Eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca. p. 265-279.
- Milani, E.D., Melo, J. H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Bacias Sedimentares Brasileiras. Rio de Janeiro, **15(2)**: 265-287.
- Nichols, G. (Ed.) 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2ed. Wiley-Blackwell, 432p.
- Oliveira, M.J.R. 1991. *Análise do comportamento da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFOP, Ouro Preto, 144p.
- Philipp, R.P., Massonne, H. J., De Campos, R.S. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal Of South American Earth Sciences*, **43**: 8-24.
- Riccomini, C., Almeida, R.P., Turra, B.B., Chamani, M.A.C., Fairchild, T.R., Hachiro, J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, 2005. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 18-20.
- Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A.; Artur, P.C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 639-648.
- Schneider, P.R., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. Porto Alegre, 1974, **1**: 243-256.
- Tedesco, J., Cagliari, J., Coitinho, J. R., Lopes, R. C., Lavina, E. L. C., 2016. Late Paleozoic paleofjord in the southernmost Parana Basin (Brazil): Geomorphology and sedimentar fill. *Geomorphology*, **269**: 203-214.

Teixeira, A.L., Gaucher, C., Paim, P.S.G., Fonseca, M.M., Parente, C.V.P., SILVA, Filho, W.F., Almeida, A.R. 2004. Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneir C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca.

Travassos, R.P., 2014. *Interpretação estrutural regional do Escudo Sul-Rio-Grandense- Rio Grande do Sul- Brasil, com base em aeromagnetometria*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UNB, Brasília, 64p.

Trzaskos, B., Vesely, F.F., Rostirolla, S.P. 2006. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências* **58**: 89-104.

Vasquez M.L. 1997. *Evolução Petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 192 p.

Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Santos Neto, E.V., Cerqueira, J.R, Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (Eds.). *Interior cratonic basins*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists (AAPG. Memoir, 51), 681-708p.

ANEXO I: Lista de Poços

Poço	Coordenadas		Prof. H0 (embasame nto)	Prof. H1 (Carvão Iruí Superior)	Prof. H2 (Iratí)
	x	y			
IB-01-RS	335000	6661000	205.45		57
IB-02-RS	340900	6663000	256.6	212.85	97
IB-03-RS	344000	6663000	258.25	220.57	110.6
IB-04-RS	344000	6665000	276.75	240	124.5
IB-05-RS	348040	6664430	208.3	165.5	62.6
IB-06-RS	342000	6667090	249.25	227.14	112
IB-07-RS	344000	6667000	261.95	242.46	126.2
IB-08-RS	346000	6667000	266.5	243.78	122
IB-09-RS	349850	6667780	270	223.32	112.4
IB-10-RS	342000	6669000	302.9	280	160
IB-11-RS	346000	6669000	274.4	249.01	131
IB-12-RS	348000	6669000	318.8	275.64	150.1
IB-13-RS	351970	6669000	222.15		101.25
IB-14-RS	359450	6666920	258.25	211.99	100
IB-15-RS	343390	6671585	316.18		155
IB-16-RS	345970	6671040		246.34	130
IB-17-RS	350000	6672000	397.55	346.82	217
IB-18-RS	355100	6673000	288.12		154
IB-19-RS	358000	6670810		372.29	234
IB-20-RS	360762	6671229	261.35	212.3	124
IB-21-RS	338020	6661000	194.6	164.65	50.8
IB-22-RS	337990	6664000	266.05	221.7	106
IB-23-RS	339352	6666999	231.65	204.53	108
IB-25-RS	346040	6661000	224.75	171.7	75.9
IB-26-RS	345890	6662817	240.4	184.48	84.6
IB-28-RS	355163	6667273		246.66	123
IB-29-RS	350299	6675032	422.2	345.16	227.6
IB-30-RS	353827	6675090	455.5	366.56	236
IB-31-RS	356000	6675000	349.1	319.85	194
IB-32-RS	383881	6677000	348		184
IB-35-RS	384000	6679000	285.6		164
IB-36-RS	387000	6682000	278.6		207
IB-37-RS	389037	6680981	322.3		193.6
IB-38-RS	391000	6680000	389.7		251
IB-39-RS	393111	6680000	391.2		241
IB-40-RS	393000	6682000	397		250
IB-41-RS	376032	6678972	352		212.6
IB-42-RS	389034	6684000	351		217
IB-43-RS	381046	6678998	315.15		181.35
IB-44-RS	392949	6684000	357.4		228
IB-45-RS	395175	6679980	350.5		224.5
IB-46-RS	395175	6682000	344.3		213
IB-47-RS	397967	6680902	330		196
IB-49-RS	371953	6673935	340.5		194
IB-52-RS	374750	6684410	408.7		265

Poço	Coordenadas		Prof. H0 (embasamento)	Prof. H1 (Carvão Irui Superior)	Prof. H2 (Iratí)
	x	y			
IB-54-RS	374010	6669950	193.05		95
IB-55-RS	387300	6669750	255.6		97
IB-56-RS	371500	6665500	181.45		74
IB-62-RS	354930	6658950	181		15
IB-65-RS	359650	6663970	189.35		49.8
IB-67-RS	363000	6664000	189.37		67
IB-68-RS	371000	6661000	194.3		40
IB-72-RS	365000	6667000	304.55		128
IB-74-RS	353000	6659000	155.56		17
IB-78-RS	331103	6656886	88.13	78.26	
IB-81-RS	361890	6668009	271.18		129
IB-82-RS	370000	6663000	148.27		31
IB-84-RS	368000	6667000	307.65		166
IB-85-RS	371147	6668046	206.86		91.4
IB-86-RS	372908	6665826	197.39		80
IB-90-RS	385000	6667000	192		69
IB-93-RS	389000	6667000	359.12		123
IB-97-RS	329000	6654000	136.2	116.74	
IB-98-RS	331001	6654988	87.37		12.05
IB-99-RS	332990	6656000	66.57	54.6	
IB-100-RS	353000	6655000	43.7	22.9	
IB-101-RS	354999	6657000	162.51	112.7	
IB-102-RS	357000	6659000	165.07	112.05	
IB-103-RS	359000	6661000	141.1	94.18	
IB-105-RS	347000	6654000	70.73	52.15	
IB-106-RS	334000	6660000	238.1	203.55	90
IB-107-RS	331000	6659000		148.8	42
IB-111-RS	329000	6656000		191.25	71
IB-113-RS	333000	6658000	153	118.68	
IB-114-RS	355998	6656092	182.8		
IB-115-RS	359000	6659000	139.2	81.6	
IB-119-RS	361000	6662000	144.5	99.7	20
IB-121-RS	370000	6665000	161.8		50
IB-122-RS	353990	6655000	88.45	53.59	
IB-123-RS	351995	6652905	91.76	68.5	
IB-124-RS	367000	6665000	325.59		155
IB-126-RS	372000	6659000	174.05	93.15	15
IB-135-RS	389921	6670944	358.93		71
IB-136-RS	389906	6668803	302.5		110
IB-137-RS	330000	6673100	492.2		224
IB-138-RS	333490	6673098	449.8		248
IB-139-RS	371000	6664000	165.01		60
IB-142-RS	366000	6662000	123.65		20
IB-152-RS	390999	6666479	214.61		55.7
IB-155-RS	371995	6667000	197.14		86.3

Poço	Coordenadas		Prof. H0 (embasamento)	Prof. H1 (Carvão Iruí Superior)	Prof. H2 (Iratí)
	x	y			
IB-156-RS	332560	6653452	93.15	61.3	28
IB-157-RS	332032	6654939	117.6	104.5	15
IB-158-RS	333999	6657999	142.5	116.4	8
IB-159-RS	335062	6659489		135.6	25.5
IB-165-RS	371011	6663081	121.35		30
IB-166-RS	370053	6664036	169.33		50
IB-169-RS	330120	6658099	200		49
IB-170-RS	332991	6659008	201.4	155.58	45
IB-172-RS	331997	6657994	150.5		15
IB-173-RS	334000	6657000	126.58	103.17	
IB-174-RS	334501	6658999	162.5		21
IB-177-RS	336486	6672005	370.1	344.39	178
IB-178-RS	333005	6659990	230.97	190.48	80
IB-179-RS	335507	6660007		141.7	27.5
IB-180-RS	331998	6659003	210		51
IB-182-RS	332998	6656998	122	104.5	
IB-183-RS	332600	6668946	484		190
IB-185-RS	354004	6653248	68.85	35.85	
IB-186-RS	367005	6663999	244.5		118
IB-187-RS	386000	6664000	148		20
IB-189-RS	381740	6663850	146.4		12.8
IB-199-RS	370811	6659980	173.8		33
IB-201-RS	374865	6661073	237.2		46
IB-205-RS	373037	6664960	198.5		83
IB-206-RS	375999	6664000	87.48		21
IB-207-RS	373001	6660986	91.62		6
IB-209-RS	376353	6662970	113.4		13.8
IB-210-RS	372000	6664001	211.68		58.1
IB-212-RS	371999	6662058	97		20
IB-216-RS	373999	6664012	170.27		45
IB-220-RS	374064	6663009	175.04		33
IB-221-RS	372038	6662995	116.8		19
IB-223-RS	373007	6661995	147.13		15.2
IB-224-RS	370363	6661989	196.63		42
IB-226-RS	387989	6668997	204.62		73
IB-231-RS	389932	6662811	153.35		12
IB-234-RS	354991	6655001	143.3	93.77	
IB-235-RS	353999	6655999	72.25	52.9	
IB-236-RS	353019	6652999	100.9	81.9	
IB-237-RS	357003	6656049	134.55	97.9	
IB-238-RS	355995	6657978		120.69	12
IB-239-RS	351975	6653864	45.1	11	
IB-240-RS	354880	6651955		106.06	18.15
IR-150-RS	344002	6658000	171.7	139.65	31
IR-151-RS	336000	6656000	133.5	121.8	23

Poço	Coordenadas		Prof. H0 (embasame nto)	Prof. H1 (Carvão Iruí Superior)	Prof. H2 (Iratí)
	x	y			
LA-01-RS	374002	6681976	399.16		248
LA-04-RS	374000	6679000	382.68		230
LA-05-RS	374000	6678000	479.04		253
LA-08-RS	374179	6674926	402.65		235
LA-10-RS	375005	6680991	338.65		211.6
LA-11-RS	375000	6680000	354.25		203.05
LA-12-RS	375000	6679000	358.01		223
LA-14-RS	375049	6676955	372.47		230
LA-19-RS	376000	6678000	414.1		214.75
LA-20-RS	375923	6676949	380.14		211
LA-24-RS	377000	6680955	426		290
LA-25-RS	377036	6680017	391.05		256
LA-26-RS	377002	6679013	384.84		246
LA-30-RS	377179	6674721	305.44		160
LA-36-RS	378174	6674759	269.75		152
LA-39-RS	379000	6680000	382.1		235
LA-43-RS	379138	6675780	344.56		195.73
LA-44-RS	378990	6674998	296.43		178
LA-49-RS	381110	6676841	386.65		237
LA-58-RS	384003	6677934	347		181
LA-65-RS	379000	6673000	257.58		131
LA-66-RS	377000	6673000	266		132
LA-67-RS	378000	6674000	232.75		116
LA-68-RS	380000	6674000	251.5		137
LA-69-RS	382000	6674000	387.23		197
LA-70-RS	379969	6679007	362.75		215
LA-73-RS	378990	6674000	254.46		130
LA-74-RS	381000	6674000	310.13		171
LO-01-RS	384800	6672850	312.5		167
LO-03-RS	386200	6672580	397.18		187
LO-09-RS	385620	6677050	365.2		219
CA-08-RS	366890	6677950	203.05		135
CA-09-RS	357000	6673000	267.64		129
CA-10-RS	344000	6669000	270.05		125
CA-13-RS	396000	6672000	253		126.9
CA-14-RS	391000	6671000	279.98		126.3
CA-15-RS	394000	6675000	284.75		158.5
CA-16-RS	391000	6678000	329.5		169.35
CA-17-RS	390000	6674000	279.35		138.8
CA-19-RS	343820	6673750	342.32		169.2
CA-20-RS	340000	6679000	477.75		249.5
CA-35-RS	383000	6669000	182.2		58.33
CA-36-RS	376000	6665000	82.23		22.5
CA-37-RS	370000	6670000	288.1		152.71
CA-39-RS	355000	6665000	272.15		75.7
CA-40-RS	350000	6659800	140		5.05

Poço	Coordenadas		Prof. H0 (embasame nto)	Prof. H1 (Carvão Iruí Superior)	Prof. H2 (Iratí)
	x	y			
CA-48-RS	395220	6684240	366.12		236
CA-50-RS	378000	6672000	175.75		77.3
CA-52-RS	377930	6680970	419.6		263.4
CA-53-RS	382000	6677000	638.9		308.8
CA-54-RS	387000	6680000	290		181.5
CA-55-RS	382000	6683000	276.1		198.6
CA-56-RS	374690	6676420	490		305.2
IC-04-RS	345000	6662970	247.47		101
IC-10-RS	338000	6663000	241		78
IC-29-RS	340000	6662000	206.09		52
IC-36-RS	340000	6666000	284.7		120
IC-96-RS	343500	6662000	225.4		59
LB-77-RS	388998	6678994	265.55		155
LB-80-RS	390000	6681000	357.89		229
LB-88-RS	392047	6681000	388.01		249
LB-102-RS	395019	6678970	337.52		197
LB-103-RS	395000	6677000	353.8		193
LB-123-RS	399000	6683000	333.7		200
LB-133-RS	398000	6676000	309.51		165
LB-134-RS	399000	6675000	277.5		147
LE-01-RS	401000	6681000	343.9		216
CA-57-RS	350000	6670000	298.09		139.54
CA-60-RS	344000	6660000	223.5		79.75
CA-61-RS	342060	6665000	247.5		99.95
CA-62-RS	340000	6660000	146.65		12.5
CA-63-RS	338000	6666000	263.5		100.31
CA-64-RS	333850	6664000	257.75		87.04
CA-67-RS	327830	6663880	187.54		63.86
CA-76-RS	353110	6672900	495.25		267
CA-77-RS	358000	6669000	468.5		197
CA-78-RS	357000	6677000	391.15		256.8