

1-4 パラナベーズンの地質および地質構造

1-4-1 南米プレートの地質構造区

(1) リソスフェアの有効弾性厚さ

M.S.M. Mantovani et al. (2001)は潮汐重力異常を用いて南米プレートの有効弾性厚さ (T_e : effective elastic thickness) を計算し、地質構造区との関係について検討した。リソスフェアは地球の最も外側の薄い粘弾性プレートである。その下位のアセノスフェアは浮力でリソスフェアの質量を支えながら、静水圧的なバランスを保っている。リソスフェアの弾性的な性質は剛性率 (D : flexural rigidity) で表され、 D は温度勾配の関数として変化する。低温のリソスフェアは強度 (D) が大きいかまたは厚い、高温のリソスフェアは強度が小さいかまたは薄いと言える。 D は重力と地形のスペクトル分布を比較しながら、コヒーレンス法によって与えられる。理想的には、両スペクトル分布のコヒーレンスが最大 (1) である場合、リソスフェアの重量は完全に局地的なアイソスタシー ($D \rightarrow 0$) によって支えられる。一方、コヒーレンスが最小 (0) の場合、リソスフェアは暁曲せず、どんな重量も支える ($D \rightarrow \infty$) ことができることになる。剛性率 (D) とリソスフェアの有効弾性厚さ (T_e) の関係は次の式で表される。

$$T_e = [12D(1.0 - \nu^2)/E]^{1/3} \quad (1)$$

E : ヤング率 (Young's modulus; $1.0 \times 10^{11} \text{ N m}^{-2}$)

ν : ポアソン比 (Poisson's ratio; 0.25)

リソスフェアブロックの弾性度 D を計算するには、コヒーレンス法以外にその外部応力に対するレスポンスをみる方法がある。外部応力として地球潮汐力が利用される。地球潮汐力は潮汐重力異常 (TGA) として測定できる。M. S. M. Mantovani et al. (2001)は新たに Regression 法という解析法を考案し、南米の地球潮汐観測点 50ヶ所について T_e を計算し、南米の T_e 地質構造区を提案した。この Regression 法は従来のコヒーレンス法ではできなかった、狭い地質構造区での T_e の計算を可能にする方法である。

(2) 地球潮汐と潮汐重力異常

地球の潮汐重力は月と太陽の引力が大部分を占める。月の引力による潮汐重力成分 (M_2) は観測データから他の天体による潮汐重力成分より正確に決定できる。 M_2 成分に起因する潮汐重力値 ($M(\phi)$) は次の式で計算できる。 M_2 潮汐重力に対する測定値を $A=(A, \alpha)$, その計算値を $M=(M, \mu)$, 海洋過重を $L=(L, \lambda)$ とする。 M の位相 μ は 0 とする。TGA は潮汐重力の測定値と計算値の乖離度を表す。

$$M(\phi) = 87.00 \frac{r(\phi)}{a_E} \cos^2 \phi \dots \dots \dots \mu Gal \quad (2)$$

$$TGA = A \cos \alpha - L \cos \lambda - M \quad (3)$$

全世界の潮汐重力プロフィール (TWTGP, 300ヶ所, A) は、ブリュッセルにある地球潮汐国際センター (ICET) で管理されている。南米の TGA は 50ヶ所の TWTGP データを使って計算された。各大陸のいくつかの観測点の T_e はコヒーレンス法、アドミタンス法などにより報告されている。 T_e データのある世界の観測点 36 点に対して、TGA と T_e の相関図 (Fig.II-1-4-1) を作成し、最小二乗直線 (式 4) を求めた。ただし、 $\cos^2 \phi$ は M2 潮汐重力の緯度変化を調整する項である。TGA と T_e の相関係数は 0.88 であり、両者は強い相関があることが分かる。計算された T_e は Fig.II-1-4-2 に示される。

$$T_e = 65.32 - 17.54 \frac{TGA}{\cos^2 \phi} \quad (4)$$

(3) 南米プレートの有効弾性厚さ

南米プレートは高 T_e 帯 (低温、厚いリソスフェア; $T_e > 72$ km、青色部) と低 T_e 帯 (高温、薄いリソスフェア; $T_e < 68$ km、赤色部) に分けられる (Fig.II-1-4-2)。地質構造区と比較すると、高 T_e 帯は Rio de La Plata クラトン (1.9-2.2Ga), Sao Francisco クラトン (3.4-2.6 Ga), Amazon クラトン (3.1-2.5 Ga)、原生代のコリージョンベルトおよびアンデス山脈の大部分に対応する (Fig.II-1-4-3)。一方、低 T_e 帯は Paraná-Chaco ベーズン、Ponta Grossa arch、Paraniba ベーズン、Patagonia 半島、カリブ海沿い海岸部および Serra do Mar に対応する。後者は三畳紀-白亜紀前期以降、マグマ活動が活発な地域である。 T_e 漸移帯 ($68\text{km} < T_e < 72$ km、黄色・緑色) は地質構造区の境界をなす。

Paraná-Chaco ベーズンの洪水玄武岩は 133-130Ma 頃が最も激しく活動し、噴火は約 10 Ma 間続いた。大量の溶岩はマンテルプルームによる。Ponta Grossa arch は T_e が 58 km と低い値を示す。Ponta Grossa arch は NW-SE 方向の多数の岩脈群からパラナ洪水玄武岩マグマのフィーダーであったと推定されている。Paraná-Chaco ベーズンは広範囲にわたり、 T_e が 47-68 km と低い値を示す。Paraná-Chaco ベーズンは現在でも、拡張応力場の中でリソスフェアが薄く、マンテル物質が比較的浅い位置にあるものと予想される。

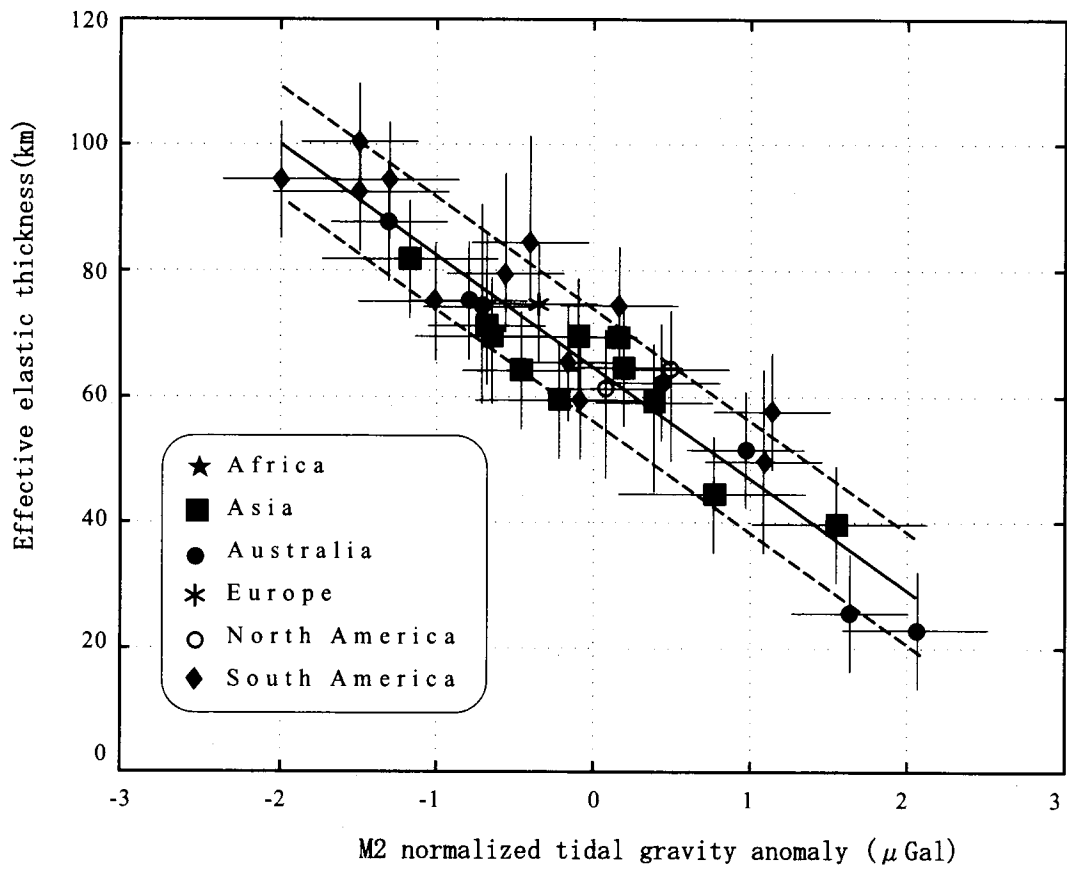


Fig. II-1-4-1 World data set regression line (solid) and the standard deviation (dashed curves) of the calculated T_e for 36 stations (M.S.M. Mantvani et al., 2001)

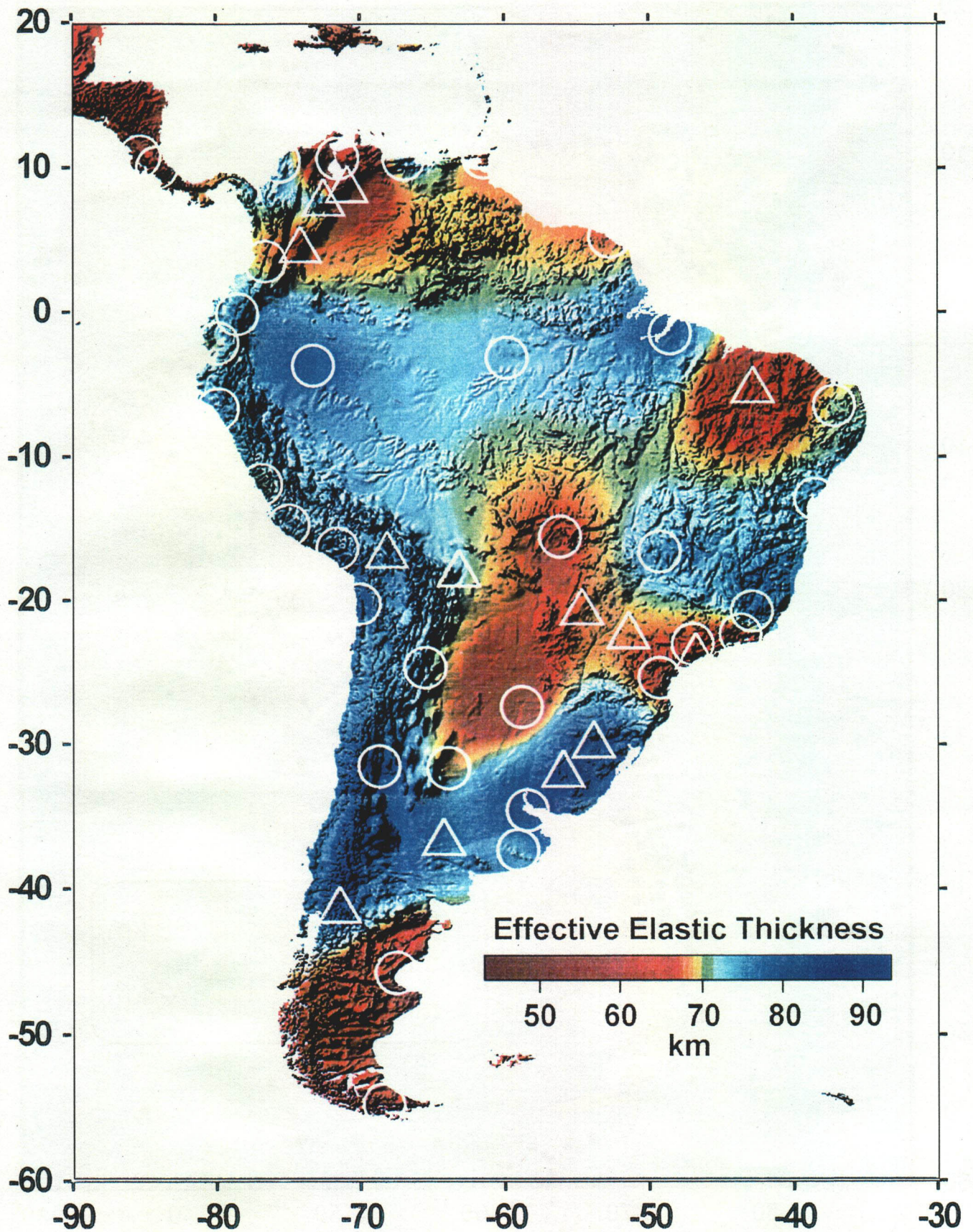


Fig. II-1-4-2 Effective elastic thickness (T_e) pattern of the South American Plate
 Domains were defined within three intervals of T_e values: $< T_e$ 68 km (red: thin and/or hot); $68\text{km} < T_e < 72\text{km}$ (yellow/green) and $T_e > 73\text{km}$ (blue: thick and/or rigid). White circles are locations of tidal gravity stations data and triangles are locations where exist published T_e estimates in correspondence with tidal gravity station. (M.S.M. Mantovani et al., 2001)

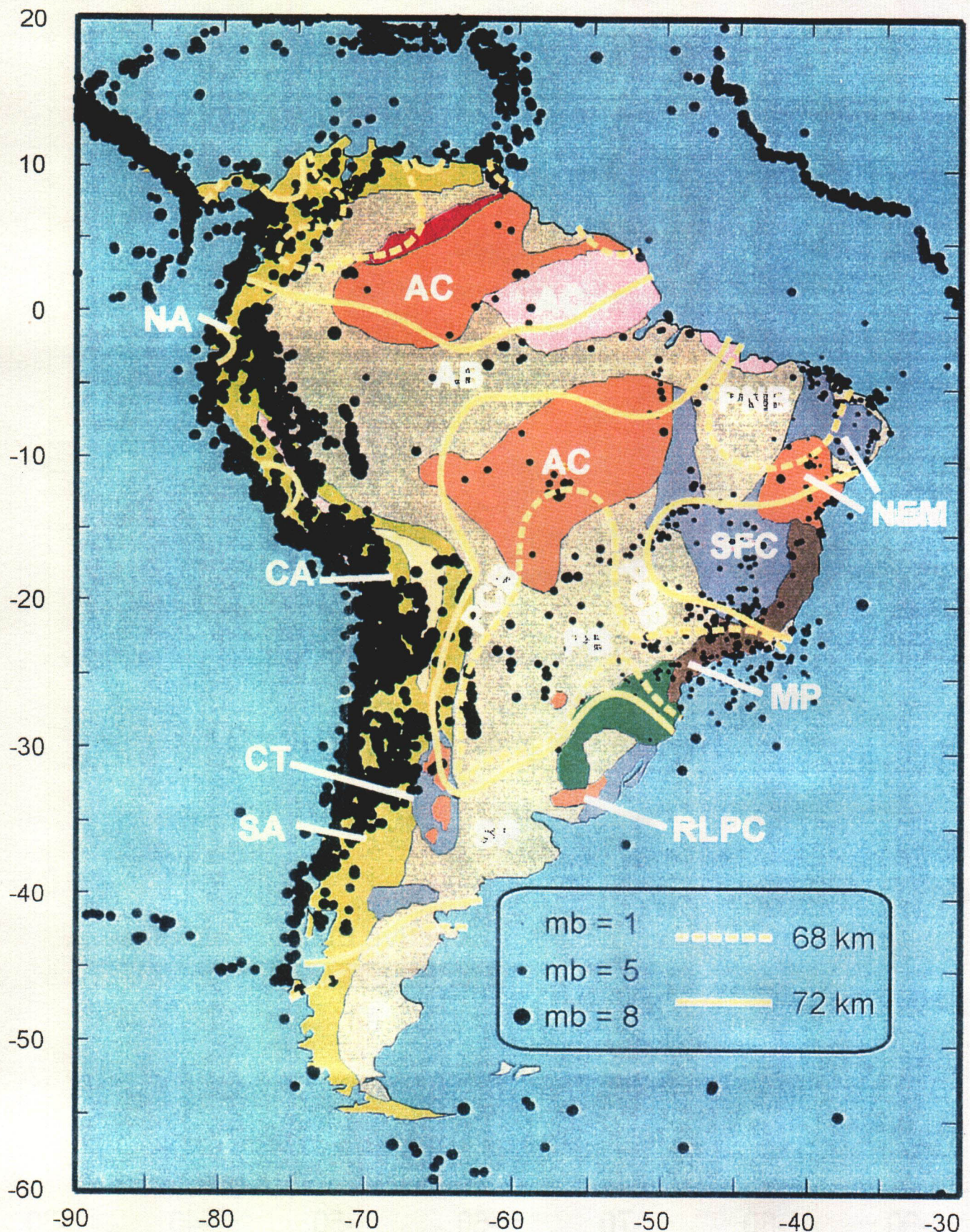


Fig. II-1-4-3 South America effective elastic thickness pattern in correspondence with tectonic provinces, seismic activity and the age provinces map of Condie (1982)
 AB, Amazon Basin; AC, Amazon Craton; CA, Central Andes; CT, Chilena Terrane; MP, Mantiqueira Province; NA, Northern Andes; NME, Northeastern Margin of South Atlantic Shield; P, Patagonia; PB, Parana-Chaco Basin; PCB, Phanerozoic collisional belts; PNB, Parnaiba Basin; RLPC, Rio de la Plata Craton; SA, Southern Andes; SFC, Sao Francisco Carton; SP, Southern Province. (M.S.M. Mantovavi et al., 2001)

1-4-2 基盤岩の地質および地質構造

(1) 地質構造区

Gondwana 大陸は断層でブロック化された始生代のクラトンとその周囲を取り巻く Brazilian-Pan African 造山 (800-450 Ma) の褶曲帯からなる (Fig.II-1-4-4)。一部の原生代前期からカンブリア紀のベーズンは Gondwana 大陸の最終結合期に形成され、砕屑岩、炭酸塩岩および火成岩からなる。Brazilian-Pan African 期のベーズンおよび褶曲帯の構造は顕生代に入り、著しく変化した。Fig.II-1-4-5 はパラナベーズン周辺の地質および地質構造図である。

Paraguay-Araguay ベルト：原生代前期からカンブリア紀にかけて Amazon クラトンの南東縁に沿って堆積した。堆積岩は東に向かうほど、深海相になる。Paraguay ベルトは NE-SW 方向の Transbrazil 断層により、その東側はパラナベーズン堆積層の下部に連続している。Paraguay ベルトは全体として、パラナベーズンの西端部を N-S 方向にパラグアイまで連続しているが、ベーズン北端では ENE-WSW 方向に向きを変える。

Western Goiás ベルト：パラナベーズンの北端部に分布し、正片麻岩および原生代後期 (930-600 Ma) の火山岩、堆積岩からなる。火山岩は地球化学的特徴から海洋性起源とみられる。この海洋性地殻は西の Amazon クラトンと東の São Francisco クラトンの分裂の結果によるものである。このベルトには 590-480 Ma の多数の花崗岩類が貫入している。

Brazilia ベルト：パラナベーズンの北東縁または São Francisco クラトンの西側に位置している。このベルトは褶曲またはスラスト構造を示し、一部では雲母片岩、輝緑岩がみられるなど、プレートの沈み込み帯の特徴を示す。

Goiás 地塊：始生代の花崗岩、緑色岩、原生代前期の正片麻岩 (780-800 Ma) からなる。Goiás 地塊は Brazil-Pan African 造山期の変成作用を受けている。地塊東縁部では、塩基性-超塩基性岩体如花崗岩、正片麻岩に貫入している。

Dom Feliciano ベルト：パラナベーズンの東縁部に位置し、ENE-WSW 方向に露出する。花崗岩、ミグマタイト、正片麻岩およびグラニュライトからなり、Rio de La Plata クラトンおよび Ribeira ベルトの南東側に位置する。

Ribeira ベルト：パラナベーズンの東縁部に位置し、ENE-WSW 方向に露出する。原生代から古生代にかけての火山岩、堆積岩、正片麻岩、角閃岩、塩基性-超塩基性岩体およびグラニュライトからなる。Ribeira ベルトは SE 方向に分布する Curitiba マイクロ・プレートに衝上している。

Rio de La Plata-Luis Alves クラトン：Rio de La Plata クラトンはパラナベーズン南縁部から東縁部にかけて NE-SW 方向に露出する。Luis Alves クラトンは Paraná 州南東に位置し、グラニュライトと Campo Alegre 層からなる。グラニュライト層は原生代に変成作用を蒙っている。Campo Alegre 層はモラッセ堆積物を含み、580-500 Ma の火山岩および堆積岩からなる。

(2) アーチ・リニアメント

パラナベーズンの基盤岩は ENE-WSW、NW-SE の構造方向を主とするが、E-W、N-S の構造方向もみられる。原生代後期のスラストおよび褶曲帯 (Brazilian-Pan African 造山運動) は EN

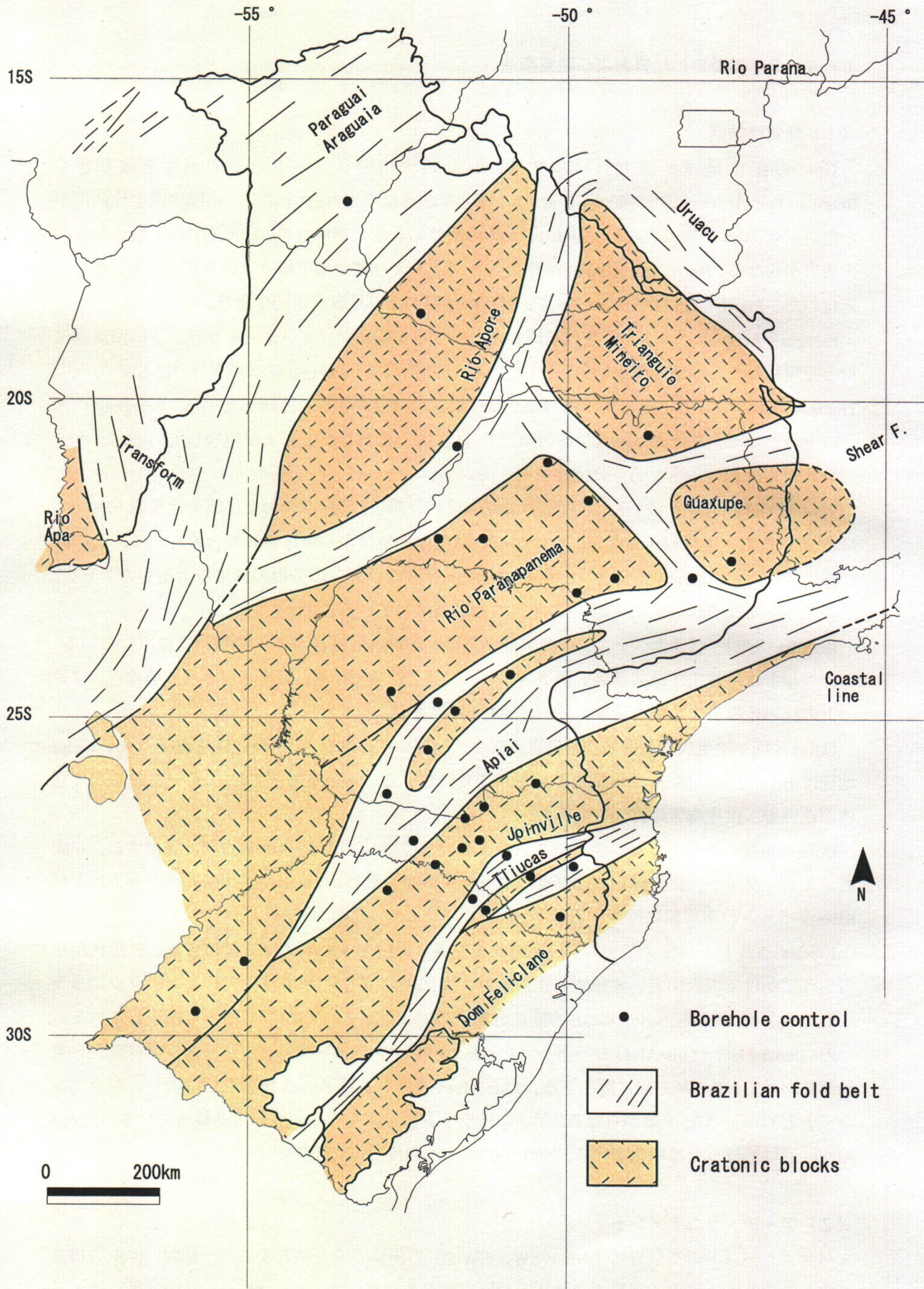


Fig. II-1-4-4 Schematic map of basement and tectonic framework of the Paraná basin (E.J. Milani, 1998)

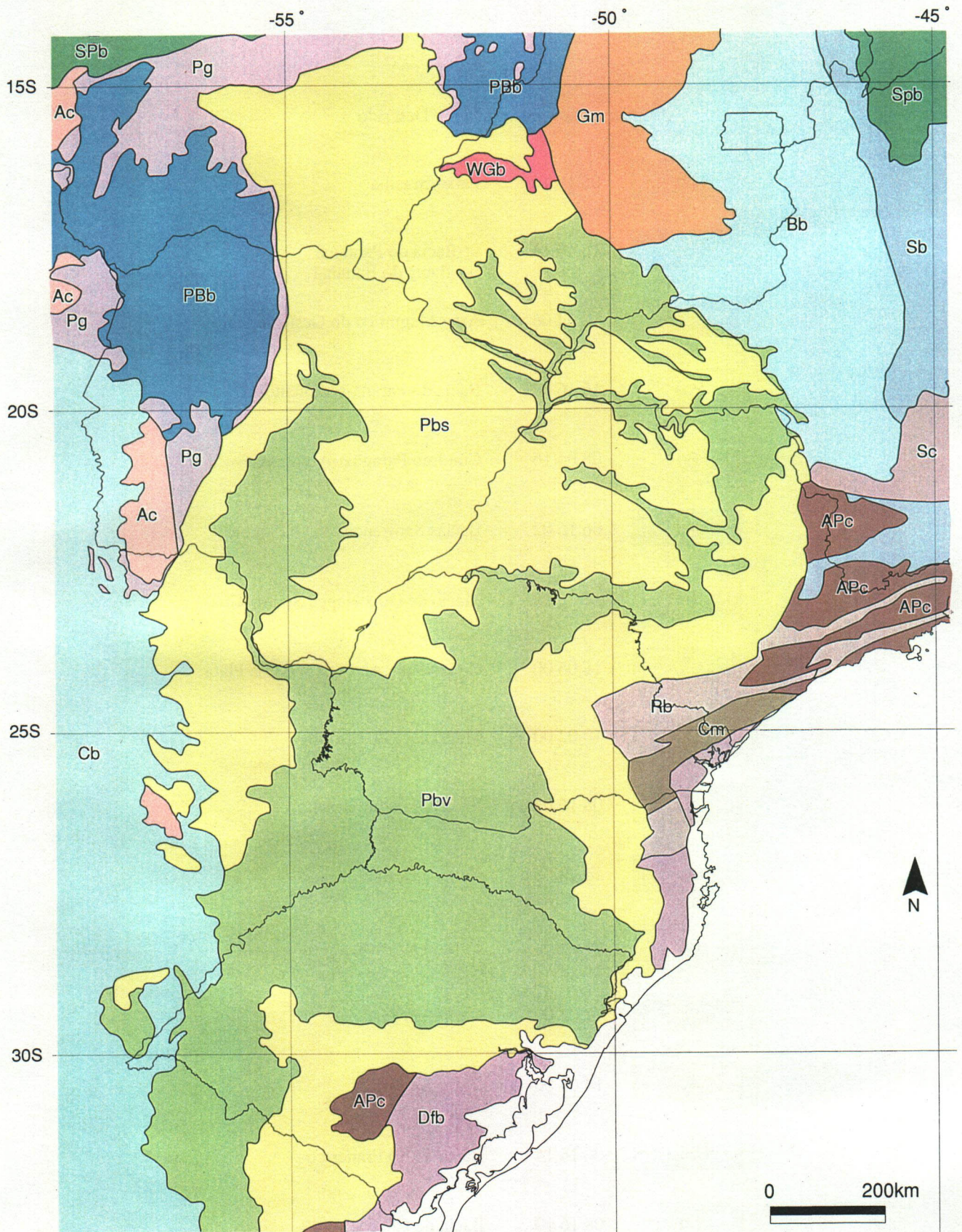


Fig. II-1-4-5 Geological and tectonic map around the Paraná basin (modified by Mantovani et al., 1991)

Convendo de cores (RGB) Descrido

Bb	06 16 16	Faixa Brasilia
PBb	16 16 14	Pt-Bacia do Pantanal Ba-Bacia do Bananal
WGb	16 04 06	Arco Magmtico do Oeste de Goias
Pbs	16 16 02	Bacia do Parana-sedimentos
Pg	08 04 16	Cinturao Paraguai-Araguaia
SPb	06 16 02	Bacias Sanfranciscana e Parecis
Gm	16 06 02	Macio de Gois/Nappe Socorro-Guaxup
APc	16 06 00	Crtons:Luis Alves, Rio de La Plata
Cm	10 02 00	Microplaca de Curiuba
Pbv	08 16 04	Bacia do Paran-Basalto
Dfb	14 08 08	Cinturo Dom Feliciano
Rb	14 06 00	Cinturo Ribeira
Sc	12 02 00	Crton Sao Francisco
Ac	14 04 00	Crton Amaznico
Sb	06 14 14	Bacia do So Francisco
Cb	08 16 10	Bacia do Chaco

E-WSW の構造方向が支配的である (Fig.II-1-4-4, Fig.II-1-4-6)。それらは顕生代に入り、圧縮応力場の中で地殻の弱線帯として再活動した。

オルドビス紀後期には、ベースンは ENE-WSW 方向の横ズレ構造運動を伴い、最初の沈下を起こした。このような古いリニアメントの再活動は堆積中心 (Depocenter) や水系を規制することとなり、ベースンの堆積作用に大きな影響を与えた。地表では、ENE-WSW の構造方向には岩脈群の貫入はみられない。

パラナベースンのもうひとつの主要な構造方向は、デボン紀からジュラ紀後期の活発な隆起運動および白亜紀のリフティングによってもたらされた。それはベースン内部および周辺部に NW-SE 方向の横ズレ走向断層帯 (剪断裂罅) を形成した。NW-SE 方向は多数のソレライト質ドレライト岩脈を伴う。NW-SE 構造方向は Ponta Grossa arch, Campo Grande アーチ, Rio Grande アーチ, Guapiara 断層, Rio Piquiri 断層, Rio Uruguai 断層, São Geronimo 断層, Rio Alonzo, Ferreria 断層および Torres 向斜などがある。これらはベースンの長軸を横切っている。Ponta Grossa arch はベースン東縁部の地質を著しく内側に湾曲させている。その延長は 600 km 以上ある。Ponta Grossa arch は洪水玄武岩溶岩のフィーダーの 1 つとみられている。NW-SE 構造方向は多数のドレライト岩脈・シルを伴う。

E-W 方向は白亜紀以降、大西洋の開口と同時に始まった構造方向と推定される。

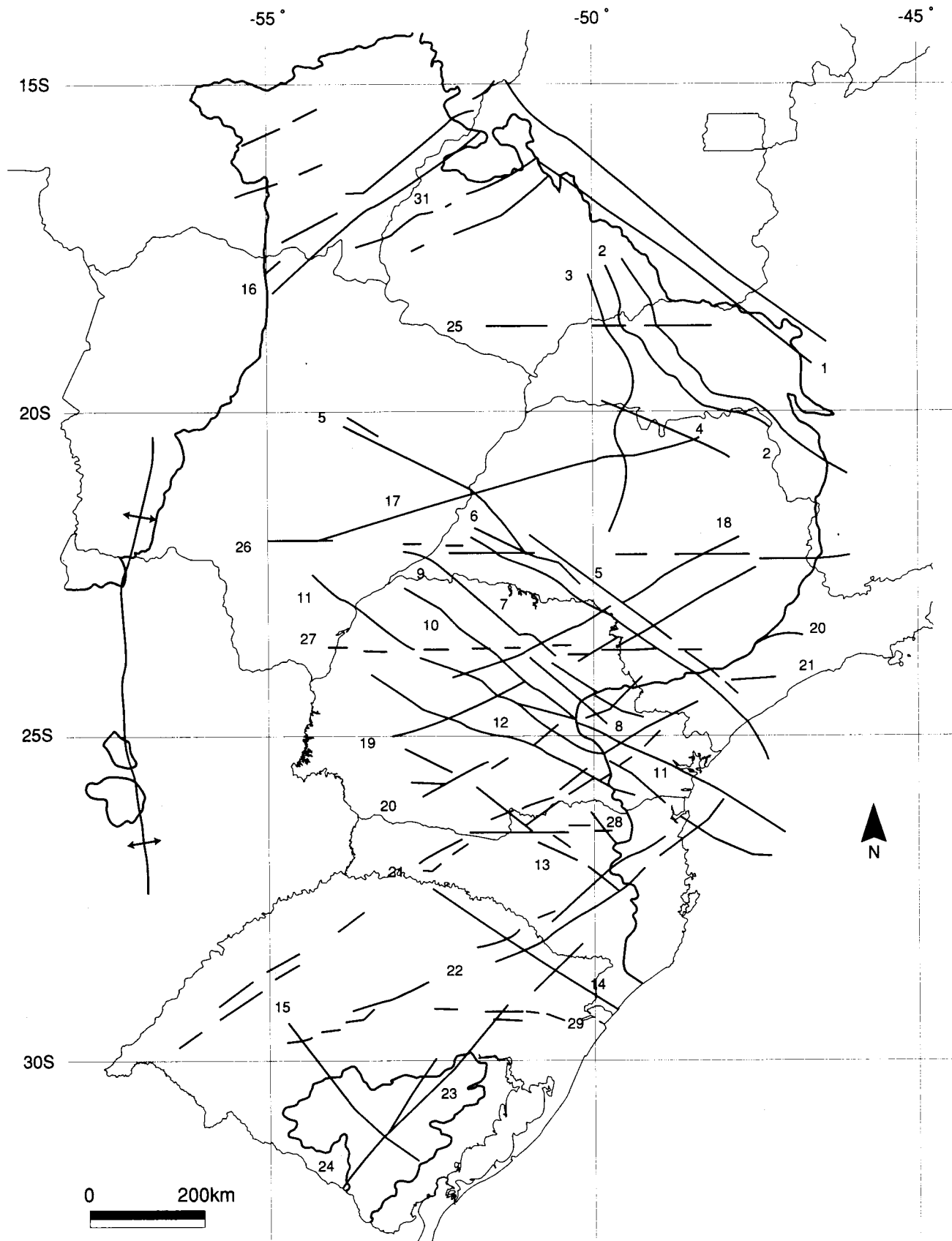
Asuncion arch はパラナベースン西部をパラグアイ東部からブラジルの Matto Grosso do Sul 州まで N-S 方向に走り、西に緩く暁曲したような構造を示す。このアーチは Gondwana 大陸西縁部の初期造山運動の結果、形成されたものと推定される。

Goiania 暁曲帯はパラナベースン北東縁に位置し、NW-SE 方向の構造方向を持つ。この暁曲帯では強い磁気異常とアルカリ岩、キンバーライトの貫入岩体がみられる。

1-4-3 ベースンの地質および地質構造

Gondwana 大陸は、Brazilian-Pan African 造山輪廻による連続的なコリジョンやテクトニックコラージュを蒙った後、プレカンブリアン後期から古生代前期は強固な大陸となっていた。古生代から中生代にかけて、Gondwana 大陸は拡張応力場の中で広範かつ多くの場所で堆積の場となった。これらのベースンはいわゆるクラトン内部ベースン (Intracratonic basin) と呼ばれるものである。中生代には Gondwana 大陸が分裂し、大陸ブロック (南米、アフリカ、オーストラリア、インド、南極) は現在、数千キロ離れて存在するが、各大陸のベースンの地層は今日、多くの共通点を残している。

パラナベースンはクラトン内部ベースンのひとつであり、南米大陸の中部から南東部に位置している。その面積はブラジル側で 1,100,000km²、ウルグアイ、パラグアイ、アルゼンチン側で各 100,000km²、合計 1,400,000km² である。またパラナベースンは NNE-SSW 方向の堆積中心軸を有する楕円形を示し、その軸方向は名前の由来のとおり Paraná 川と一致する。パラナベースンは NNE-SSW 方向に 1,750km、ESE-WSW 方向に 900km の延長を有する (Fig.II-1-4-5, Fig.II-1-4-7)。



NW-SE direction: ① Arco de Alto Parnaíba; ② Flexura de Goiânia; ③ Baixo de Ipiacu/Campina Verde; ④ Alto de Cardoso; ⑤ Zona de Falha de Guapiara; ⑥ Falha de Santo Anastácio; ⑦ Falha de São Jerônimo-Curiuva; ⑧ Arco de Ponta Grossa; ⑨ Zona de falha Curitiba-Maringá; ⑩ Falha do Rio Alonzo; ⑪ Zona de Falha Cândido de Abreu-Campo Mourão; ⑫ Lineamento do Rio Piquiri; ⑬ Zona de Falha Cacador; ⑭ Sinclinal de Torres; ⑮ Arco do Rio Grande; ENE-WSW direction: ⑯ Zona de Falha Transbrasiliano; ⑰ Lineamento de Aracatuda; ⑱ Falha de Guaxupe; ⑲ Falha de Jacutinga; ⑳ Zona de Falha de Taxaquara; ㉑ Zona de Falha de Lancinha-Cubatão; ㉒ Zona de Falha Blumenau-Soledade; ㉓ Falha do Leão; ㉔ Falha de Acotea; E-W direction: ㉕ Lineamento Cassilândia; ㉖ Lineamento Moji-Gua-Dourados; ㉗ Lineamento de São Sebastião; ㉘ Lineamento de Taquara Verde; ㉙ Lineamento de Bento Gonçalves. N-S direction: ㉚ Arco de Assunção; ㉛ Domo de Araguainha (Zalan et al., 1988, 1990).

Fig. II-1-4-6 Principal archs, faults in the Paraná basin (M.C.L. Quintas, 1995)

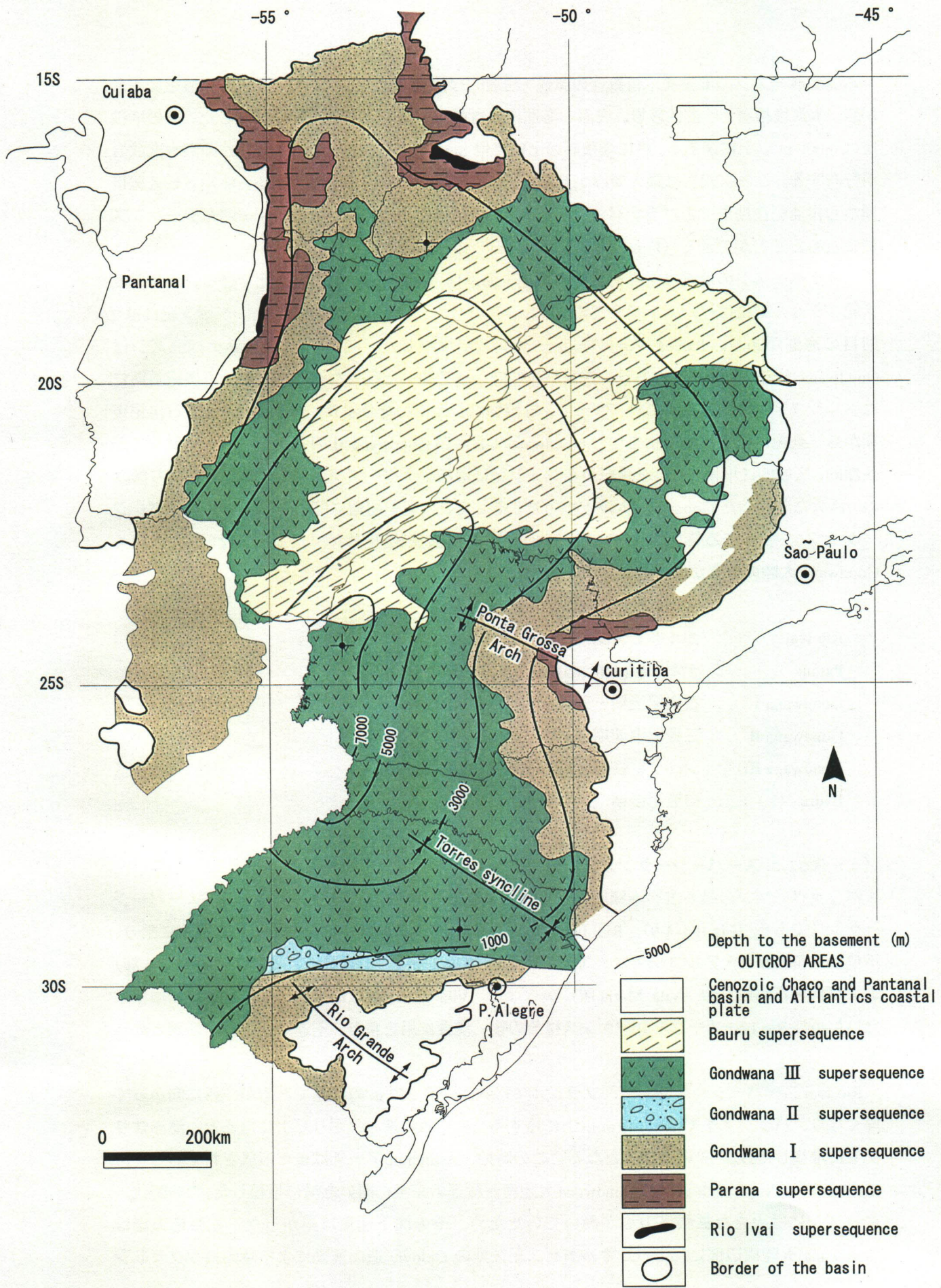


Fig. II-1-4-7 Simplified Geological map of the Paraná basin, with tectonic elements and geographic references (E.J. Milani et al., 1995)

パラナベズンの堆積層は複数回の気候・構造的な変動により規制され、連続的に形を変えながら、氷河堆積層、砂漠性砂岩、浅海—海進相を含む海成層および陸成層を堆積した。その堆積層は 6,000 m 以上に達する。更に堆積層の上位には Serra Geral 層と呼ばれる大陸性の洪水玄武岩が分布する。この玄武岩は最大層厚 1,723 m と非常に大規模な火山岩層である。オルドビス紀後期から白亜紀後期までのパラナベズンの堆積層および火山岩層は 6 つのスーパーシーケンスにまとめることができる (Fig.II-1-4-8)。

パラナベズンの地質は世界的規模の海進・海退期 (期間 390 Ma) と対比できる。オルドビス紀—シルル紀にはベズン基底部の Rio Ivai スーパーシーケンスが堆積した。デボン紀には 2 回目の海進があり、Paraná スーパーシーケンスが堆積した。この時期、パラナベズンは Gondwana 大陸の南西縁部にあり、古太平洋に向かって開いた巨大な湾であった。石炭紀前期にはヘルシニアン造山運動があり、ベズン堆積物は長期にわたり浸食し準平原化した。石炭紀後期から三畳紀には氷河堆積物を含む Gondwana I および Gondwana II の各スーパーシーケンスが長期的、広域的に堆積した。三畳紀からジュラ紀にはパラナベズンは完全に海洋から切り離され、巨大な乾燥した Gondwana 大陸となった。そして、白亜紀初期には Gondwana III スーパーシーケンスに相当する膨大な量のソレライト質洪水玄武岩のマグマ活動とそれに引き続く Gondwana 大陸の分裂が始まった。

Rio Ivai	: オルドビス紀—シルル紀 (450-428Ma)
Paraná	: デボン紀(410-365Ma)
Gondwana I	: 石炭紀後期—三畳紀前期 (310-245Ma)
Gondwana II	: 三畳紀中前期 (237-218Ma)
Gondwana III	: ジュラ紀後期—白亜紀前期 (150-128Ma)
Bauru	: 白亜紀後期 (115-65Ma)

(1) Rio Ivai スーパーシーケンス

パラナベズンの最も古い堆積層はオルドビス紀後期からシルル紀前期の Rio Ivai スーパーシーケンスである (Fig.II-1-4-9)。Rio Ivai スーパーシーケンスは顕生代最初の不整合面上に乗り、下位から基底礫岩・アルコース岩・コートツアイト (Alto Garcas 層)、ダイアミクタイト (Lapo 層) および含化石海成頁岩 (Vila Maria 層) からなる。Vila Maria 層は最大海進期 (MFS) に堆積した。しかし Rio Ivai スーパーシーケンスはその後、浸食作用を蒙り、不連続かつ薄い地層となった。

Rio Ivai スーパーシーケンスは、ブラジルでは数mから 362 m の層厚であるが、西に向かって厚くなり、パラグアイでは 1,100 m 以上に達する。更に西に進み、ボリビアになると、海洋性リフトに堆積した数千 m の堆積層となる。この時期、Asuncion アーチはまだ形成されておらず、Rio Ivai スーパーシーケンスは Gondwana 大陸南西縁部の完全に開いた湾に堆積した。この時代、ベズンには大きな拡張応力場が働いていたため、その沈下速度は早かった。拡張応力場は Gondwana 大陸周辺部に起こったオルドビス紀後期の Ocolytic 造山運動による陸向斜やクラトン

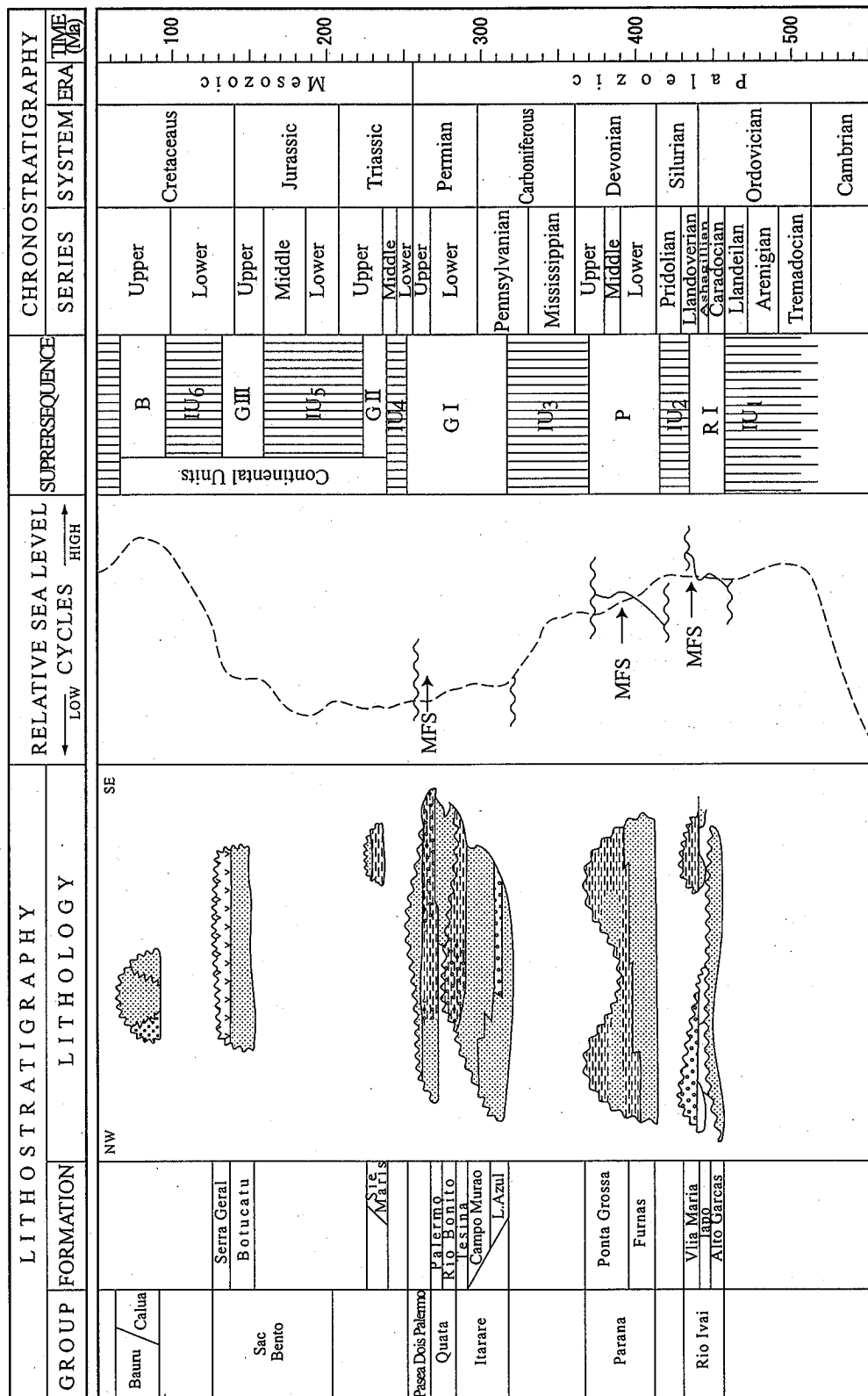


Fig. II-1-4-8 Sequence-stratigraphic chart for the Paraná basin

Relative sea level second order cycles derived from basin's stratigraphic record and referred to Vail's (1977) first order eustatic cycles (dotted line). The correlation of supersequences with absolute geologic time is approximate. Time table after Cowie & Bassett (1989). IU-interregional unconformity. Lithostratigraphic names for the Upper Permian/Lower Triassic interval: (E.J. Milani et al., 1998)

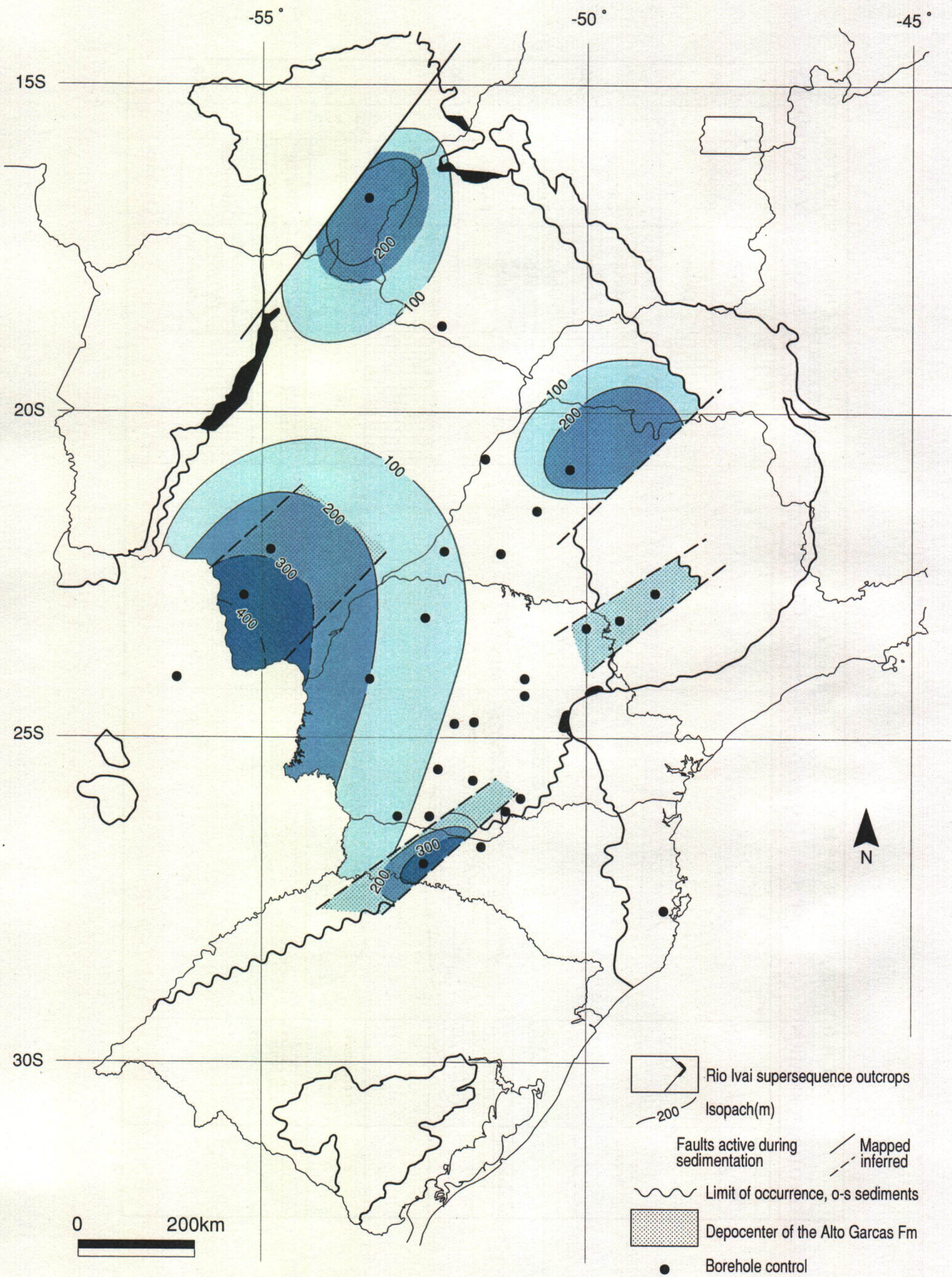


Fig. II-1-4-9 Isopach map of the Rio Ivai Sequence (E.J. Milani et al., 1998)

内部ベーズンを形成した。

(2) Paraná スーパーシーケンス

Paraná スーパーシーケンスはデボン紀の Furnas 層と Ponta grossa 層からなる。Paraná スーパーシーケンスの最終堆積層はサブペンシルバニア期の不整合により、ほとんど浸食されている。現在の層厚は 900m である (Fig.II-1-4-10)。

Furnas 層はアルコース質基底礫岩および中-粗粒の白色カオリン質砂岩からなる。Ponta Grossa 層は浅海性の黒-灰色頁岩 (含有機物)、シルト岩、砂岩からなる。海進は Furnas 層上部から始まり、Ponta Grossa 層の頁岩まで続く。Furnas 層と Ponta Grossa 層の境界は 2 番目の最大海進期 (MFS) である。Furnas 層の砂岩はベーズンの中で、平均 250 m と一定な層厚を示す。従って、Paraná スーパーシーケンスの層厚変化は Ponta Grossa 層の層厚変化とみて良い。Ponta Grossa 層の層厚はパラナベーズンの北部と中部で厚くなる。これらの沈下帯はそれぞれ、Alto Garcas, Apucarana と呼ばれている。これらの沈下帯の間には、Torres Lagos - Campo Grande アーチと呼ばれる隆起帯がある。Paraná スーパーシーケンスはパラグアイ東部にもブラジル側と同じような岩層がみられる。Asuncion arch で行われたボーリングでは、850 m の層厚を持つデボン紀の堆積層がみられる。

ベーズンの構造運動は活発ではなく、その沈下速度は遅かった。これは Paraná スーパーシーケンスの基底層である Furnas 層が一定の層厚でベーズン全体に広がっていることと一致する。Furnas 層堆積以降、Gondwana 大陸縁辺部は圧縮応力場になり、リソスフェアが暁曲し沈下速度は次第に早くなった。ベーズン南部はオルドビス紀から二畳紀前期まで浸食のみが進行した。

(3) Gondwana I スーパーシーケンス

Gondwana I スーパーシーケンスはパラナベーズン全体に分布し、その堆積物は最も厚い (Fig.II-1-4-11)。Gondwana I スーパーシーケンスの最大層厚部は現在のベーズンの軸方向と一致する。石炭紀前期、Gondwana 大陸南西縁では地形、気候および構造が大きく変化し、広い範囲にわたりラキュナ (堆積停止) が生じた。ラキュナが約 50Ma 続いた地域もあり、パラナベーズン堆積史では最も長いラキュナであった。パラナベーズンではこのラキュナにより、ミシシッピ期 (石炭紀前期) の地層が欠如し、サブペンシルバニア期 (石炭紀後期) の不整合が広範囲にみられる。

Paraná スーパーシーケンスの Ponta Grossa 層海成頁岩と Gondwana I スーパーシーケンスの Itarare 層群氷河堆積層の間には急激な環境の変化がみられる。これには 2 つの理由が考えられる。ひとつは、約 50 Ma にわたるクラトン内部でのヘルシニアン造山運動とその後の準平原化作用である。もうひとつは、氷河による削剥と解氷河期の再堆積作用が考えられる。石炭紀後期-二畳紀は氷河の解氷と海水準面の上昇により海進期になり、Itarare 層群、Rio Bonito 層および Palermo 層が堆積した。最大海進期は Palermo 層であった。Palermo 層以降は海退期になり、三畳紀前期の赤色岩層でこの海進-海退サイクルは終結する。Itarare 層群は主にダイアミクタイトとそれと互層する厚い砂岩層からなる。Rio Bonito 層はデルタ堆積起源の石炭、シルト岩および頁

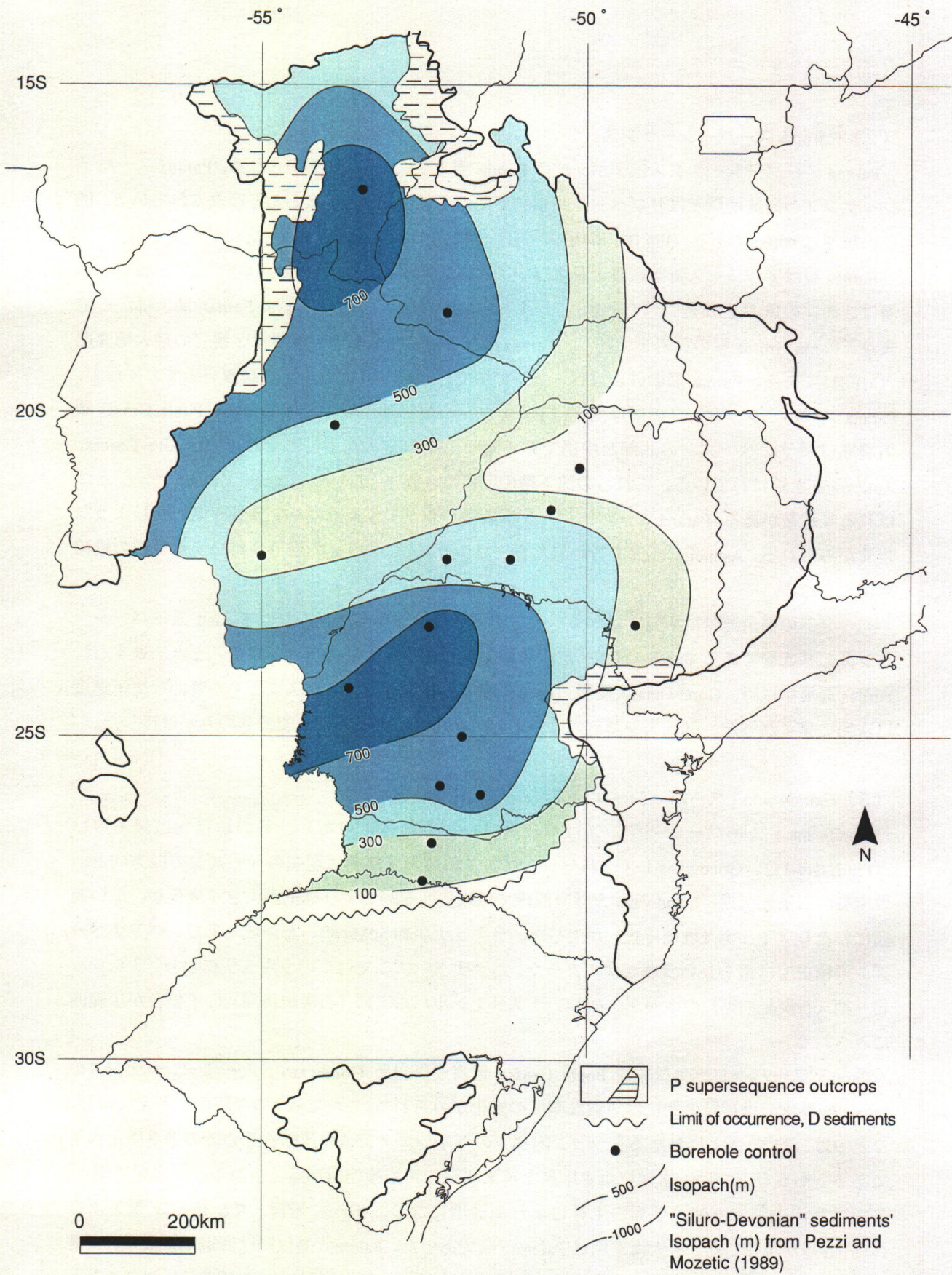


Fig. II-1-4-10 Isopach map of the Paraná supersequence (E.J. Milani et al., 1998)

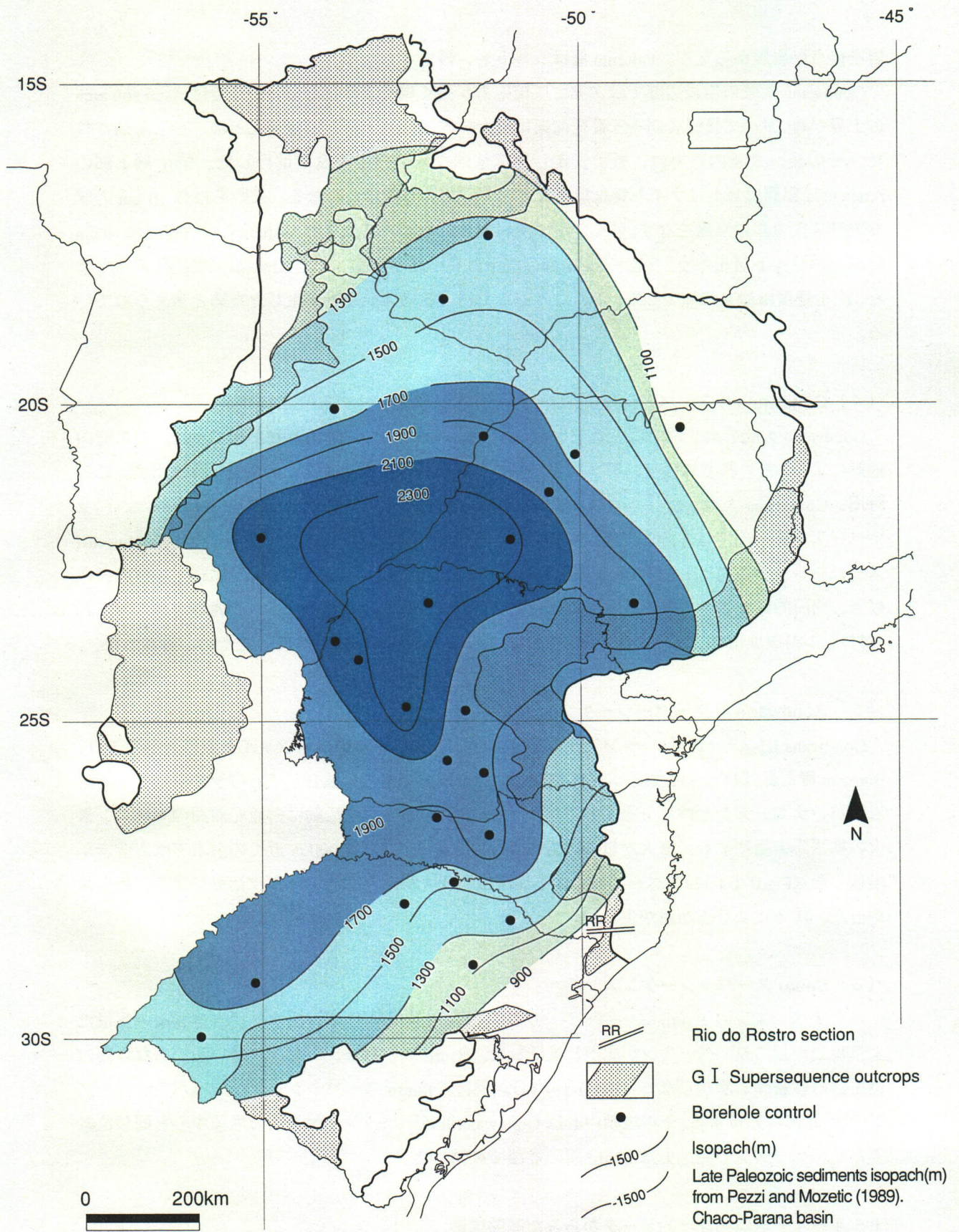


Fig. II-1-4-11 Isopach map of the Gondwana I supersequence (E.J. Milani et al., 1998)