

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

**ANA CECÍLIA BRANCO SOWINSKI**

**ESTUDO DAS PALEOTENSÕES NA REGIÃO DE LONDRINA, PARANÁ**

**CURITIBA**

**2016**

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

**ANA CECÍLIA BRANCO SOWINSKI**

**ESTUDO DAS PALEOTENSÕES NA REGIÃO DE LONDRINA, 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. Eduardo Salamuni

**CURITIBA**

**2016**

**Que estejamos protegidos.**

**Que estejamos nutridos.**

**Que trabalhemos juntos e com grande vigor.**

**Que aprendamos juntos.**

**Que não haja conflito entre nós.**

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao Professor Eduardo Salamuni, pela orientação sempre cuidadosa e pelos conhecimentos transmitidos, e ao Professor João Paulo Peccinni Pinese, pelo apoio à pesquisa e ao trabalho de campo em Londrina/PR. Aos colegas William Peyerl, Taily Farias e Michelangelo Tissi Baldin, pelo apoio que deram às minhas atividades, no decorrer deste ano.

Agradeço especialmente à UFPR, ao Setor de Ciências da Terra e ao Departamento de Geologia. Agradecimentos especiais também ao projeto de pesquisa intitulado Tectônica Cenozoica do Sul do Brasil, na figura do Professor Eduardo Salamuni, pelo apoio logístico e financeiro à pesquisa.

Por fim, agradeço aos meus pais e à minha família, por estarem sempre ao meu lado. Aos amigos do coração e colegas de curso que me acompanham nesta caminhada. E finalmente, a meu namorado, sempre presente e amoroso.

## RESUMO

Entre dezembro de 2015 e janeiro de 2016, uma série de sismos com magnitudes entre 1.1 e 1.9 graus na escala Richter ocorreu no município de Londrina, norte do Paraná, e seus arredores, chamando a atenção da população, mídia e autoridades locais, bem como da comunidade científica. Uma rede sismológica local foi instalada na região em janeiro de 2016, permitindo identificar a localização, intensidade e características gerais dos sismos. Foram sismos rasos (até 250 m de profundidade), portanto os epicentros estariam nas camadas de rocha basáltica da Formação Serra Geral, que constitui o embasamento rochoso da região. Estudos de campo e escritório foram feitos com o objetivo de aumentar o conhecimento geológico/estrutural de Londrina, na tentativa de correlacionar os eventos sísmicos ao regime de falhas locais e às paleotensões atuantes nas rochas. Foram medidas noventa e nove falhas na área de estudo, em sua maioria falhas transcorrentes, sendo que em setenta destes planos foi possível também verificar indicadores cinemáticos, como estrias e steps. Resultados da análise cinemática identificaram três direções de paleotensões compressivas atuantes nos basaltos desde o Cretáceo Superior até o Holoceno. A direção de paleotensão N70E é a que mais provavelmente mantém-se ativa, baseando-se na visão de diversos autores de que tensores próximos à direção E-W correspondem à atual tensão atuante para a Plataforma Sulamericana. Resultados das análises estrutural e morfométrica ainda demonstraram que predominam falhas de direção NE para a área de estudo, provavelmente heranças do embasamento da Bacia do Paraná, além de falhas NW, possivelmente relacionadas ao arqueamento de Ponta Grossa. Sismos de pequena magnitude não são incomuns para regiões intracratônicas como a Bacia do Paraná, e a superfície das falhas transcorrentes podem funcionar como dissipadores de tensões crustais acumuladas, sob a forma de pequenos sismos. Logo não se descarta que os eventos em Londrina tenham sido puramente naturais, resultado de reativações de sistemas de falhas já existentes.

**Palavras chave:** estudo de paleotensões, sismos, neotectônica, análise estrutural e cinemática.

## ABSTRACT

Between December 2015 and January 2016, a series of earthquakes with magnitudes between 1.1 and 1.9 degrees in Richter scale reached the city of Londrina, north of Paraná state, and cities around, calling attention of population, media and local authorities, as well of scientific community. A local seismographic network was installed in the region on January 2016, allowing to identify the location, intensity and general characteristics of the earthquakes. The earthquakes were shallow (reaching up until 250 m depth), therefore the epicenters were in the basaltic rocks of Formação Serra Geral, which constitutes the rocky basement of the region. Studies made in the field and in the office were made with the objective of increasing the geological and structural knowledge of Londrina, trying to correlate the seismic events to the local fault regime and to the geological tensions acting in the rocks. There were measured ninety nine faults in the study area, with majority of strike-slip faults, and in seventy of these faults was possible to identify kinematics indicators as striae and steps. Kinematic analysis identified three compressive paleotension directions that were active in basalts between the Upper Cretaceous and Holocene. The direction of paleotension N70E is the most probably still active, based on previous authors who believe that E-W tensors, or near E-W tensors, corresponds to the actual tension active to the Sulamerican Platform. Results of structural and morphometric analysis showed that NE faults predominates in the study area, probably as heritage of Paraná Basin basement, besides there were identified NW faults too, possibly related to the Ponta Grossa arc. Small earthquakes are not unusual in intraplate regions as the Paraná Basin and the fault surfaces could work dissipating crustal tensions that were accumulated in form of small quakes. Therefore, the earthquakes in Londrina could be purely associated to natural causes, as result of reactivation of pre-existing fault systems.

**Keywords:** paleotension study, earthquakes, neotectonics, structural and kinematic analysis.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa de Localização	3
FIGURA 2 - Representação da Província Magmática Paraná-Etendeka	7
FIGURA 3 - Afloramento de basaltos da Fm. Serra Geral	7
FIGURA 4 – Figura do Paraná e lineamentos traçados por Zalán <i>et al.</i> (1986)	9
FIGURA 5 - Eventos tectônicos e tensores atuantes nas região Sul e Sudeste	10
FIGURA 6 - Mapa da distribuição dos sismos no Brasil	13
FIGURA 7 - Sismicidade nas regiões central e SE do Brasil	14
FIGURA 8 - Distribuição dos abalos sísmicos para a região Sul do Brasil	15
FIGURA 9 - Tabelas dos sismos que ocorreram em Londrina/PR	16
FIGURA 10 - Sismógrafo LDSAE	17
FIGURA 11 - Esquema dos esforços transcorrentes	19
FIGURA 12 - Rosetas representativas dos noventa e nove planos de falha	20
FIGURA 13 - Falha transcorrente sinistral, com direção NW-SE	21
FIGURA 14 - Falhas transcorrentes	22
FIGURA 15 – Azimutes e mergulhos das lineações	22
FIGURA 16 – Estrias de atrito ( <i>slickensides</i> )	23
FIGURA 17 – Sistematização das falhas para análise cinemática	24
FIGURA 18 - Análise cinemática pelo método dos diedros retos	25
FIGURA 19 – MDE com lineamentos positivos e negativos	26
FIGURA 20 – Rosetas de frequência dos lineamentos	27
FIGURA 21 – Discussão da análise cinemática e tensores	28
FIGURA 22 – Mapa ilustrando a atual movimentação da Placa Sulamericana	30

## SUMÁRIO

INTRODUÇÃO .....	2
Contextualização e problema .....	2
Justificativa .....	2
Objetivos .....	2
Localização.....	3
MATERIAIS E MÉTODOS .....	4
LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	5
Arcabouço geológico .....	5
Arcabouço tectônico.....	8
Sismicidade no Brasil.....	11
Contextualização .....	11
Sismicidade na Bacia do Paraná .....	12
SISMOLOGIA.....	12
Estudo de caso Londrina/PR .....	14
REGIME TRANSCORRENTE .....	17
RESULTADOS - ANÁLISE ESTRUTURAL.....	19
FALHAS .....	19
LINEAÇÕES.....	21
STEPS.....	23
RESULTADOS - ANÁLISE CINEMÁTICA.....	24
RESULTADOS - ANÁLISE MORFOMÉTRICA .....	26
DISCUSSÕES.....	27
CONCLUSÕES.....	31
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	32

## **INTRODUÇÃO**

### **Contextualização e problema**

No período compreendido entre dezembro de 2015 e janeiro de 2016, uma série de pequenos sismos com intensidades entre 1.1 e 1.9 graus na escala Richter ocorreu na região de Londrina, norte do Paraná, assustando moradores e despertando a atenção da mídia e das autoridades locais. Os bairros atingidos foram Califórnia e San Fernandes, na região central de Londrina (Tremores de Dezembro 2015 / Janeiro 2016 em Londrina – PR. Relatório Técnico nº2. IAG/IEE – USP).

Uma união de esforços feita pelo Centro de Geociências da Universidade Estadual de Londrina (UEL) e o Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo (USP) resultou na instalação de quatro sismógrafos temporários no perímetro urbano de Londrina. Esta rede sismográfica local permitiu uma análise detalhada de cada sismo, com localização, profundidade focal, magnitude na escala Richter e velocidades das ondas P e S. Os maiores sismos foram registrados por sensores regionais da Rede Sismográfica Nacional (RSBR) (Tremores de Dezembro 2015 / Janeiro 2016 em Londrina – PR. Relatório Técnico nº2. IAG/IEE – USP).

### **Justificativa**

Neste contexto, o presente trabalho justifica-se pela busca de um estudo detalhado das características estruturais da região de Londrina, para que se possa entender o mecanismo e o regime das falhas locais, as paleotensões atuantes, e tentar correlacioná-los aos recentes eventos sísmicos que afetaram a região. Ademais, o estudo enriquecerá o conhecimento geológico/estrutural dos arredores de Londrina, possibilitando inferências inclusive no que tange a possíveis reativações neotectônicas para a região norte do estado do Paraná.

### **Objetivos**

O trabalho tem como objetivo a compreensão do arcabouço estrutural da cidade de Londrina e seus arredores, bem como do regime de falhas locais e das paleotensões atuantes, para que desta forma consiga-se uma possível correlação entre as condicionantes estruturais do terreno e os recentes sismos ocorridos na

cidade e região. Para além disto objetiva-se enriquecer o entendimento da geologia estrutural desta porção do estado do Paraná, e buscar evidências da atuação de processos neotectônicos, como reativações de falhas, sismicidade, entre outras.

## Localização

A área de estudo compreende a região norte do município de Londrina, município do Paraná, distante 387 km da capital Curitiba via BR-376. Porções dos municípios de Ibiporã e Cambé também estão inseridas na área (figura 01). A definição da região a ser estudada foi baseada na localização dos epicentros dos sismos.

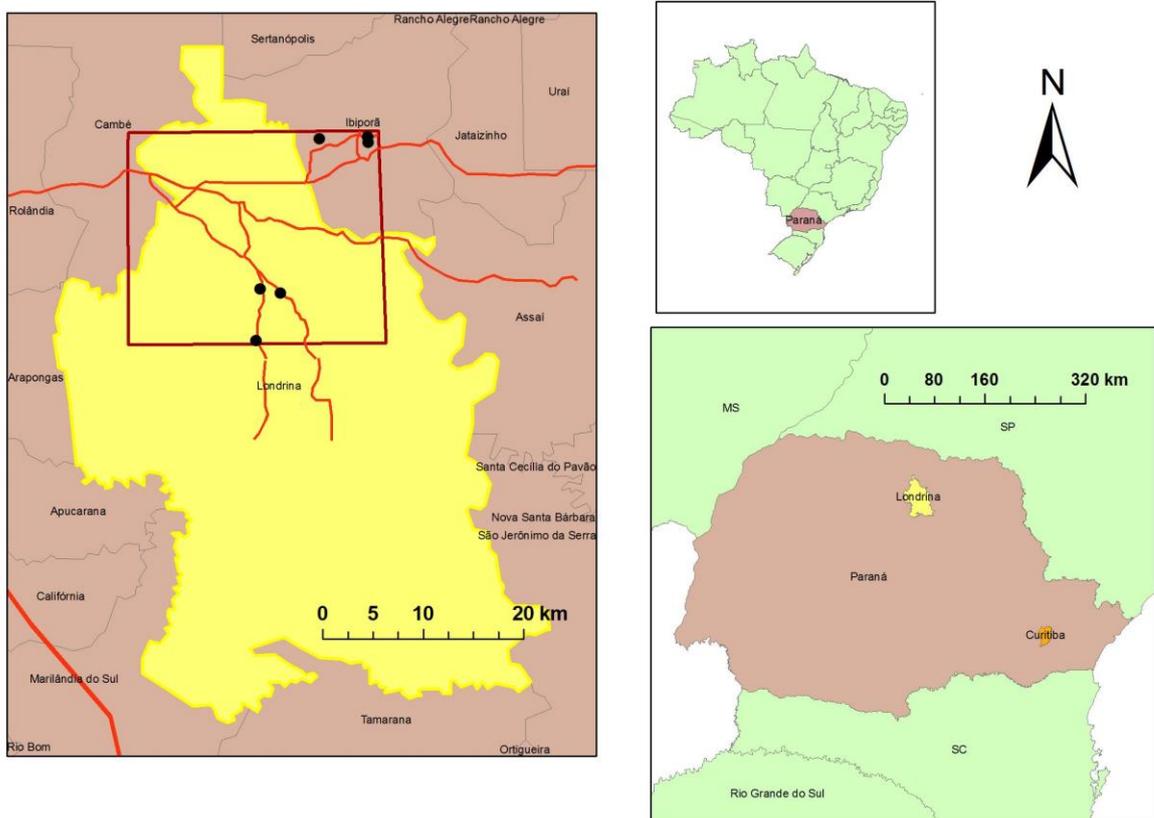


Figura 1 - Mapa de localização. Área de estudo é representada pelo retângulo vermelho escuro ao norte do município de Londrina, abrangendo também porções dos municípios de Ibiporã e Cambé. Os pontos em preto são os pontos de afloramentos visitados, incluindo as pedreiras e os cortes de estrada.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução do trabalho, foram utilizados os seguintes materiais, considerando as atividades de campo e de escritório:

- (a) Bússolas de geólogo tipo Clar e tipo Brunton;
- (b) Materiais de campo, como: caderneta, lápis, borracha, escala, régua, martelo de geólogo, escovinha para limpeza de afloramento, placa plástica para medir estruturas planares e palito para medir estruturas lineares, perneiras, capacete;
- (c) Veículo do Departamento de Geologia da UFPR;
- (d) Câmera fotográfica;
- (e) Software ArcGIS versão 10.1;
- (f) Extensão para ArcGIS: Azimuthfinder (Queiroz *et al.*, 2014);
- (g) Softwares para tratamento de dados estruturais: Stereo32 (versão 1.0.1.1) e Win\_Tensor (versão 5.0.0.1);
- (h) Imagens ASTER-GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer-Global Digital Elevation Model*) com resolução de 30m, disponibilizados no TOPODATA (Banco de dados Geomorfométricos do Brasil) (Valeriano, 2008);
- (i) Softwares do pacote Microsoft Office 2016: Word e Excell;

Os métodos envolvidos no trabalho foram:

- (a) Levantamento e leitura da bibliografia, buscando abranger os temas do arcabouço geológico, estrutural/tectônico, geomorfologia, sistema transcorrente, sismicidade no Brasil (e sul do Brasil) e sismologia;
- (b) Trabalho de campo entre os dias 10 e 13 de agosto nos arredores do município de Londrina-PR. Os professores Eduardo Salamuni e João Paulo Peccinni Pinese acompanharam as atividades de campo. Foram visitadas três pedreiras e diversos afloramentos em corte de estrada;

- (c) Geração do mapa de declividade (MDE) no software ArcGIS (versão 10.1);
- (d) Traçado dos lineamentos estruturais positivos e negativos no ambiente do software ArcGIS 10.1, com base no mapa de declividade. Foram traçados os lineamentos positivos e negativos, ambos na escala 1:80.000, e considerou-se, para tanto, o conceito de O'Leary et al. (1976) para lineamentos, que são feições mapeáveis na superfície terrestre, lineares, curvilíneas a suavemente encurvadas, podendo ser simples ou compostas.
- (e) Análise dos azimutes dos lineamentos traçados via a ferramenta *Azimuthfinder*, desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa em Neotectônica da UFPR;
- (f) Construção de rosetas no software Stereo32, com base nas falhas medidas em campo;
- (g) Sistematização das medidas estruturais e indicadores cinemáticos, geração de estereogramas e diagramas de paleotensão foram realizados por intermédio do software Win\_Tensor;

## **LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

### **Arcabouço geológico**

Londrina localiza-se sobre as rochas da Formação Serra Geral, ou Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) (figura 02), geradas há aproximadamente 134 Ma (Thiede & Vasconcellos, 2010). Segundo Milani *et al.* (2007), o magmatismo Serra Geral corresponde à Supersequência Gondwana III, ou Sequência Jurássica-Eocretácica, dentro do contexto da Bacia do Paraná, e representou a maior manifestação ígnea não-oceânica do mundo em todo o Fanerozoico. As rochas da PMPE ocorrem sob a forma de extensos derrames de lavas ou na forma de uma intrincada rede de intrusões, como diques e soleiras, que cortam e intrudem as sequências sedimentares da Bacia do Paraná, respectivamente. De acordo com Zalán *et al.* (1986), as rochas da Formação Serra Geral foram geradas num evento de vulcanismo fissural, intracratônico, no contexto da fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul, no Cretáceo Inferior.

As rochas desta formação são predominantemente basaltos toleíticos (90%), seguidos por andesitos toleíticos (~7%), além de dacitos, riocacitos e riolitos subordinados (~3%) (Bellieni *et al.* 1986). Os basaltos toleíticos foram divididos em dois grupos com base no teor de  $TiO_2$ : basaltos de alto Ti ( $Ti > 2\%$ ) e baixo Ti ( $Ti < 2\%$ ) (Bellieni *et al.*, 1986; Peate *et al.*, 1992). Preferencialmente, os basaltos do grupo alto Ti localizam-se no norte da Província Magmática Paraná-Etendeka, ao norte do lineamento Piquiri (Jacques *et al.*, 2015). Desta forma, considera-se que em Londrina ocorrem os basaltos do grupo alto Ti.

Os basaltos verificados em campo ocorrem sob a forma de sucessivos derrames (figura 03), com marcada presença de disjunções colunares, além de alguns níveis onde predominam zonas vesiculadas. Os melhores afloramentos foram os localizados em pedreiras para extração de brita, e também em alguns cortes de estrada. Observa-se intenso fraturamento, com a ocorrência de juntas e falhas, pervasivas e normalmente fechadas, chegando a mais de 20 metros de altura nos paredões das pedreiras. Preferencialmente ocorrem falhas transcorrentes, com suas superfícies preenchidas por zeólitas, óxidos de ferro e/ou carbonato. Por vezes estas falhas apresentam-se como zonas cataclásadas.

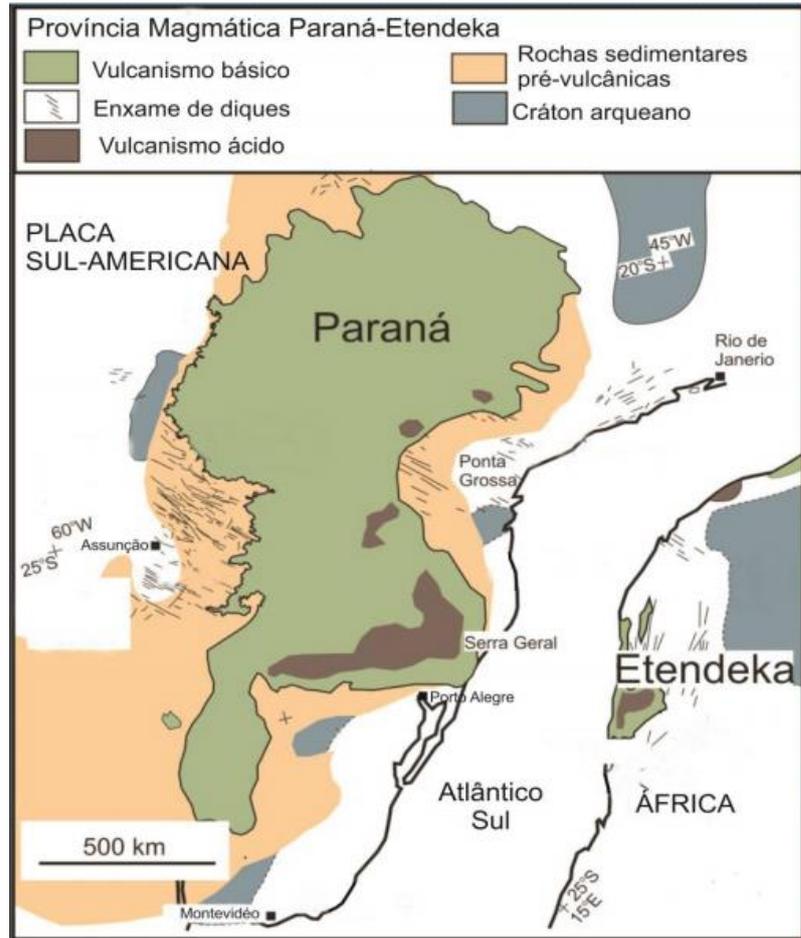


Figura 2 - Representação da Província Magmática Paraná-Etendeka. Retirado de apresentação digital (Sarmiento et al., 2015), na ocasião do VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados.



Figura 3 - Afloramento de basaltos da Fm. Serra Geral, sob a forma de um extenso derrame, nos arredores de Londrina/ PR.

## Arcabouço tectônico

De acordo com Zalán *et al.* (1990), a Bacia do Paraná teve sua origem provavelmente associada aos processos de resfriamento e subsidência crustal que ocorreram ao final do Ciclo Brasileiro. Ainda segundo esses autores, a Bacia teria um substrato cratônico, e sua evolução estratigráfica-estrutural foi controlada por estruturas herdadas deste embasamento. Acredita-se que a bacia teve três ciclos de subsidência, separados por discordâncias (Zalán *et al.*, 1990): o primeiro seria de idade Siluriana-Devoniana, resultado da acomodação de sedimentos numa fase de resfriamento crustal no término da colagem Brasileira. O segundo ciclo seria de idade Permo-Carbonífera, seria relacionado à sobrecarga de sedimentos glaciais, gerados num contexto de reativação distensional da bacia. E o terceiro e último ciclo de subsidência da Bacia do Paraná, de idade Neojurássica-Eocretácea, estaria relacionado ao aporte das lavas do vulcanismo Serra Geral, no contexto da reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) e abertura do Atlântico Sul. Para além disso, mesmo tendo evoluído no interior cratônico do Gondwana, a Bacia do Paraná foi também influenciada pelas orogenias dos terrenos Gondwanides, na margem sul-ocidental do supercontinente, durante o Paleozoico (Milani & Ramos, 1998).

Estruturas regionais como arcos, flexuras, lineamentos e áreas de subsidência foram geradas concomitantemente ao desenvolvimento da Bacia do Paraná, e controlaram sua evolução tectono-sedimentar e compartimentação ao longo do tempo geológico (Almeida, 1980). Estas estruturas têm azimutes preferencialmente NE-SW e NW-SE (e subordinadamente E-W), passaram por ativações e reativações constantes durante a evolução da Bacia do Paraná, e funcionaram como zonas de fraqueza, dissipadoras de esforços intraplaca na Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990) (figura 04).

O Arco de Ponta Grossa, é um exemplo destas grandes estruturas regionais que afetaram a evolução tectônica da Bacia do Paraná. Tem direção primordialmente N40-55W e é acompanhado por um dos maiores enxames de diques do mundo (Ferreira *et al.*, 1981). A região do Arco estaria ativa desde o Paleozoico, expressa pelas zonas de falha Curitiba-Maringá e Guapiara, e teria sofrido uma intensa reativação no Mesozoico, mais especificamente no Jurássico-Cretáceo, com o extravasamento das lavas do Serra Geral (Zalán *et al.*, 1990).

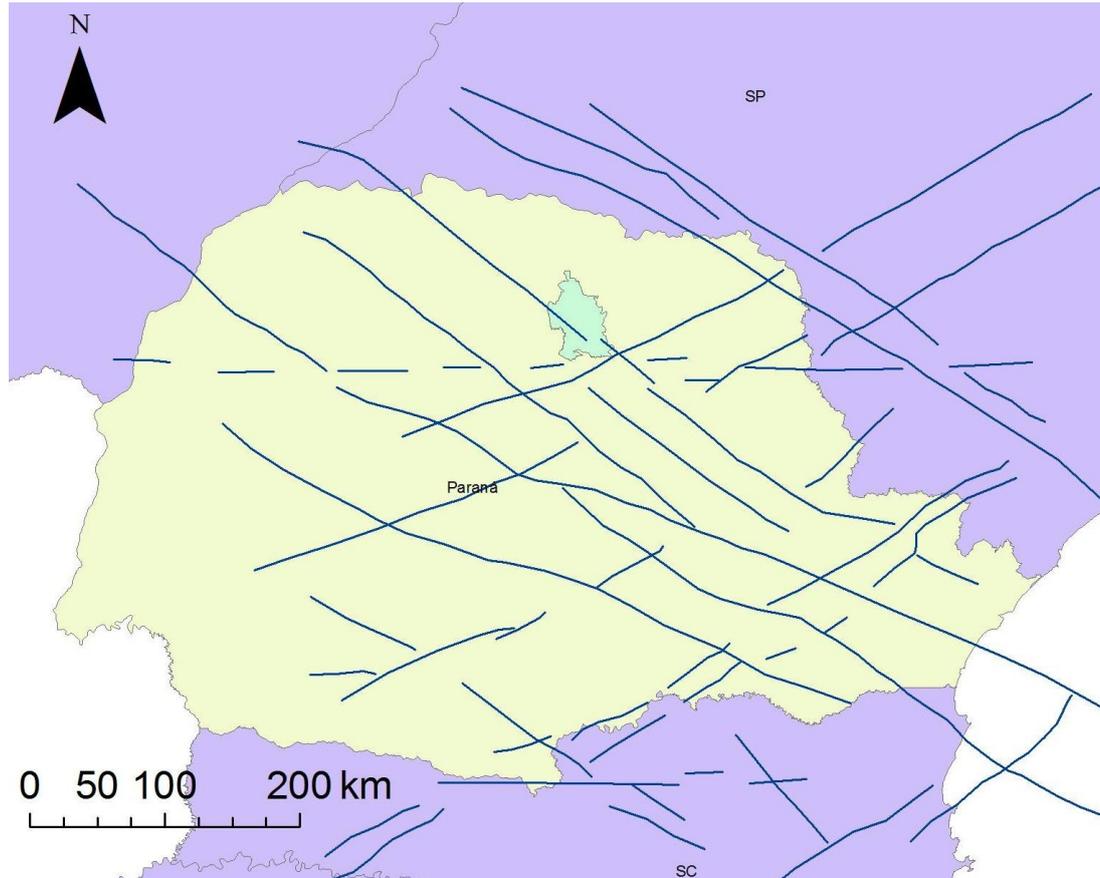


Figura 4 - Figura do estado do Paraná, com destaque para a cidade de Londrina (em verde), e lineamentos traçados por Zalán et al., 1986.

A partir do Cretáceo e durante o Cenozoico, a região do atual Sul e Sudeste brasileiro esteve sujeita a uma série de ativações tectônicas e tensões atuantes (figura 05). Neste período, as rochas do Serra Geral já estariam frias, sujeitas a deformações de caráter rúptil e denudação pelos agentes erosivos. O primeiro evento de ativação tectônica, no Cretáceo Inferior, foi de caráter distensivo na direção NE-SW, e relaciona-se às intrusões dos diques do Serra Geral e ativações de falhas normais NW-SE (Peyerl, 2016). Posteriormente, atuou uma tensão compressiva na direção NE-SW, em associação com a intrusão de rochas alcalinas no Cretáceo Superior, ativando falhas transcorrentes destrais com direção NNE, e sinistrais, com direção E-W (Roldan, 2007 *apud*. Peyerl, 2016). No Eoceno-Oligoceno, associado à abertura do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) (Riccomini, 1989), atuou uma tensão distensiva NW-SE, quando da geração das bacias tafrogênicas do sul e sudeste do Brasil, até que no Plio-Pleistoceno passa a atuar uma tensão compressiva N-S, como verificado por Chavez-Kus e Salamuni

(2008), com base em observações na Bacia de Curitiba, ativando falhas destrais NNW-SSE e sinistras NNE-SSW. Ao final do Pleistoceno e no Holoceno, passa a atuar uma tensão compressiva de direção NW-SE, reconhecidamente a principal tensão neotectônica para as regiões Sul e Sudeste do Brasil (Salamuni, 1998), responsável pela ativação de falhas destrais E-W (Riccomini, 1989). Por fim, Riccomini (1995) reconhece na região do RCSB uma tensão aproximadamente E-W, ativa desde o Holoceno, o que corrobora a visão de Assumpção (1992) quanto aos esforços atuantes no presente para a Plataforma Sul-Americana (Peyerl, 2016).

Idade	$\sigma_1$	$\sigma_3$	Representação
Holoceno	WNW-ESSE	NNE-SSW	
Holoceno	Vertical	E-W	
Pleistoceno	NW-SE	NE-SW	
Plio-Pleistoceno	N-S	E-W	
Mioceno	NE-SW	NW-SE	
Oligoceno	Vertical	NW-SE	
Paleoceno	NE-SW	NW-SE	
Cretáceo Inferior	Vertical	NE-SW	

Figura 5 - Eventos tectônicos e tensores atuantes nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, após o Cretáceo, e conseqüentemente após o extravasamento das rochas da Província Magmática do Paraná. Em azul, tensores compressivos, em vermelho, distensivos. Fonte: Peyerl, 2016.

## Sismicidade no Brasil

### Contextualização

Muitos ainda acreditam que o Brasil está livre da ameaça dos terremotos, em função de seu território estar localizado inteiramente sobre a Placa Sul-Americana. De fato, grandes sismos ocorrem preferencialmente associados a zonas de contato entre placas tectônicas, porém, a atividade sísmica intraplaca já é assunto bastante conhecido, pelo menos dentro da comunidade acadêmica, e o que falta é a melhor divulgação destas informações à população, aos gestores públicos e à mídia. O fenômeno da sismicidade intraplaca é resultado da reativação de zonas de fraqueza pré-existentes na crosta, porém fatores como acúmulo de cargas sedimentares e diferenças laterais de densidade e rigidez entre blocos crustais podem gerar flexuras e acumulações naturais de tensões na crosta (Sykes ,1978 *apud*. Assumpção *et al.*, 2004).

A falta de uma rede sismográfica em território brasileiro foi sempre um grande desafio à investigação dos sismos brasileiros, fato este aliado à dimensão continental do país e à existência de muitas áreas pouco povoadas no interior do Brasil. A situação começa a mudar em meados dos anos 90, com a participação do IAG-USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo), que inicia a instalação de sismógrafos temporários, localizados, com o intuito de melhor conhecer as características sísmicas da crosta e do manto superior em território brasileiro. Com a implantação da rede BRASIS (Brazilian Seismographic Integrated System), em 2008-2009, coordenada pelo IAG-USP em parceria com as Universidade de Brasília, UFRN e com o Observatório Nacional, no Rio de Janeiro, o país passa a ter uma rede sísmica fixa, mais sistematizada e organizada, e a aquisição e interpretação dos dados passa a ser mais eficiente e confiável. Os dados coletados pela BRASIS são coletados e disponibilizados internacionalmente, via parceria que foi firmada com o IRIS-DMC (Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center), o que aumenta o valor científico do banco de dados nacionais (Pirchiner *et al.*, 2011).

## **Sismicidade na Bacia do Paraná**

Segundo Pirchiner *et al.* (2011), a sismicidade no território brasileiro não é uniforme, ou seja, enquanto algumas áreas concentram preferencialmente os sismos, outras parecem ser assísmicas (figuras 6 e 8). A explicação para isto pode estar relacionada a zonas de acúmulo de tensões resultado de variações na topografia no contato litosfera/astenosfera, segundo os autores acima citados. A Bacia do Paraná tende a ser uma região pouco sísmica. Assumpção *et al.* (2004), em estudo sobre a sismicidade nas regiões central e do SE brasileiro consideraram a borda NE da Bacia do Paraná como área com potencial sísmico (figura 7). Na porção W da Bacia, dados obtidos via determinação por mecanismos focais de falhas indicam que as tensões condizem com as tensões observadas para grande parte da Plataforma Sulamericana, ou seja, com características compressivas na direção E-W (Assumpção, 1992). Na porção E da Bacia do Paraná, no limite com os domínios da costa Atlântica, os dados são escassos e é difícil concluir que o campo de tensões permaneça na mesma direção que na porção oeste. Porém, Riccomini (1989) identificou nesta região costeira do Brasil, no que foi definido como Rift Continental do Sudeste do Brasil, datados do Cenozoico, esforços compressivos, distensivos e transcorrentes, que poderiam influenciar o campo de tensões do leste da Bacia do Paraná. É difícil dizer qual o comportamento sísmico no interior da Bacia do Paraná, pela falta de dados principalmente. Porém, estudos gravimétricos e isostáticos indicam um déficit de massa crustal na porção norte da Bacia do Paraná, o que poderia gerar tensões extensionais na crosta superior, contrastando com a massa das regiões vizinhas (Assumpção, 1992).

## **SISMOLOGIA**

Sismos são processos geológicos que se originam do acúmulo lento e liberação rápida das tensões acumuladas na crosta terrestre (Ernesto *et al.*, 2009). Hipocentro é o ponto onde ocorre a ruptura e a liberação das tensões crustais, enquanto que seu equivalente em superfície é o epicentro. O processo de ruptura gera ondas mecânicas que se propagam no substrato e são captadas e medidas por aparelhos chamados sismógrafos (Ernesto *et al.*, 2009). Há basicamente dois tipos de ondas que se propagam no meio rochoso: ondas P (longitudinais, relacionadas a movimentos compressivos e distensivos e consideradas primárias por terem maiores

velocidade de propagação e atingirem primeiro os sismógrafos) e ondas S (secundárias, com menor velocidade de propagação e de carácter transversal com deformações tangenciais) (Ernesto et al., 2009).

Para que se possa mensurar a magnitude dos sismos, utilizam-se escalas logarítmicas como a de Richter, desenvolvida em 1935, e variações baseadas nela (Tassinari & Dias Neto, 2009). No caso dos sismos brasileiros, de carácter intraplaca e comumente de baixa a média intensidade, utiliza-se uma escala de magnitude regional ( $M_r$ ), válida para sismos detectados num raio de 200 a 1500 km do epicentro (Tassinari & Dias Neto, 2009). Pode-se referir a intensidade de um sismo com a notação  $M_{lv}$ , quando pretende-se destacar a magnitude local do sismo considerando sua magnitude vertical (também uma escala baseada na visão clássica de Richter, 1935).

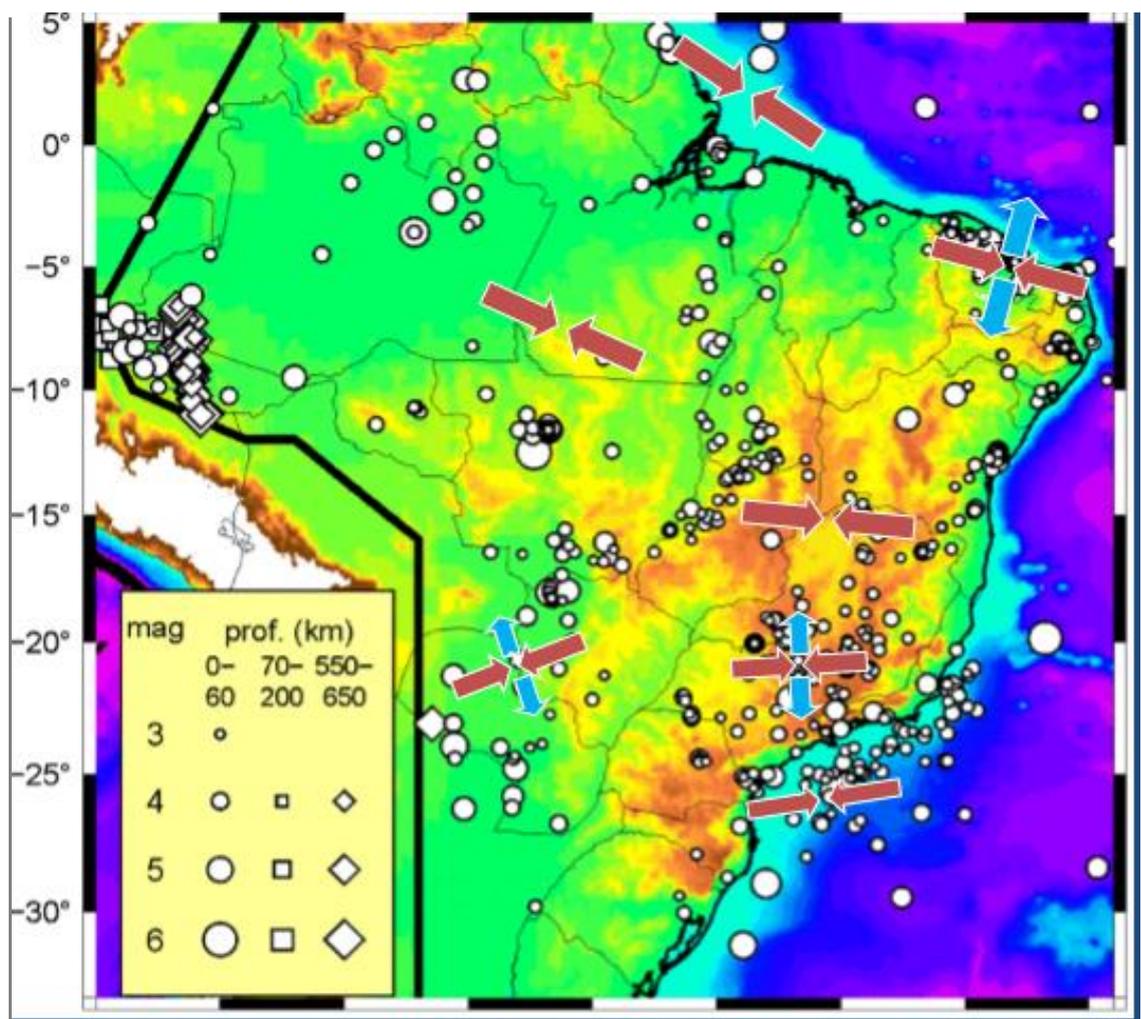


Figura 6 – Mapa da distribuição dos sismos no Brasil (magnitude > 3,0 – escala Richter), representados pelos símbolos em branco. Registro dos eventos ocorridos entre 1767 até 2009, ilustram como a distribuição sísmica intraplaca no Brasil não é uniforme. As setas representam

tensões tectônicas compressivas (em vermelho) e distensivas (em azul). Fonte: banco de dados IAG-USP, UFRN, IPT, UnB e UNESP.

### Estudo de caso Londrina/PR

No período compreendido entre os meses de dezembro de 2015 e janeiro de 2016, uma série de pequenos sismos ocorreram na região de Londrina, estado do Paraná. Os sismos tiveram magnitudes que variaram entre 1.1 e 1.9 graus na escala Richter, e ocorreram nas proximidades dos bairros Califórnia e San Fernandes (figura 09). Os sismos de maior intensidade foram registrados pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). Uma união de esforços realizada entre o Centro de Sismologia da USP e a Universidade Estadual de Londrina permitiu a instalação de uma rede sismográfica local, composta por quatro sismógrafos temporários na região de Londrina, preferencialmente nos bairros atingidos pelos tremores. Esta rede permitiu um estudo detalhado da profundidade, localização e intensidade dos sismos ocorridos ao longo do mês de janeiro de 2016 (Tremores de Dezembro 2015 /Janeiro 2016 em Londrina – PR. Relatório Técnico nº2. IAG/IEE – USP).

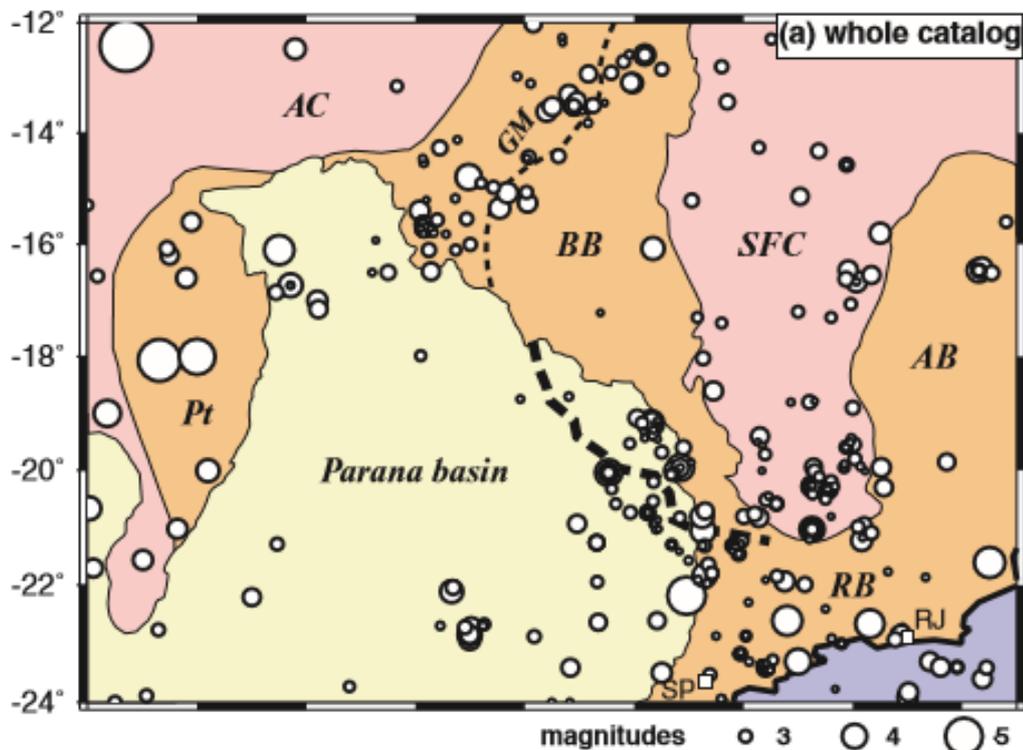


Figura 7 - Sismicidade nas regiões central e SE do Brasil, com todos os epicentros históricos e registrados por instrumentos. AC: Cráton Amazônico; BB: Cinturão Brasília; SFC: Cráton São Francisco; RB: Cinturão Ribeira; AB: Cinturão Araçuaí. Notar maior intensidade sísmica no NE da Bacia do Paraná. Fonte: Assumpção *et al.*, 2004

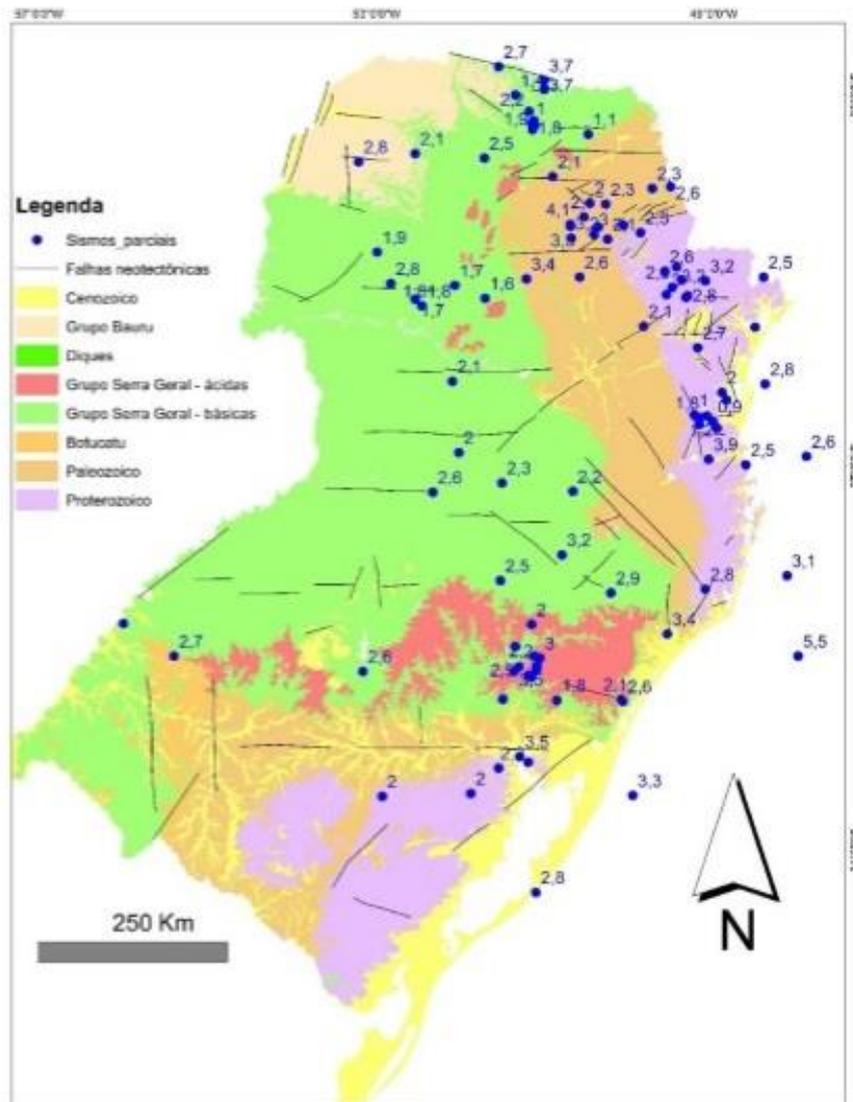


Figura 8 - Distribuição dos abalos sísmicos catalogados desde o início do século XX para a região Sul do Brasil, acompanhados pela magnitude na escala Richter. Fonte: apresentação digital Salamuni, 2016, na ocasião do debate "Tremores de terra em Londrina/ PR", realizado no Instituto de Engenharia do Paraná.

Estimou-se que a profundidade dos sismos foi inferior aos 250m, dada a pequena diferença de chegada das ondas P e S às estações sismográficas (diferença da ordem dos 50 milissegundos). Logo, o foco dos sismos estaria localizado nas camadas de rocha basáltica da Formação Serra Geral, abaixo da superfície de solo (Tremores de Dezembro 2015 /Janeiro 2016 em Londrina – PR. Relatório Técnico nº2. IAG/IEE – USP).

Tremores de baixa magnitude como estes não são incomuns no Brasil, como já foi discutido nos itens anteriores. Sismos de magnitude próxima a 2 graus na escala Richter podem corresponder a pequenas rupturas numa área de 100m<sup>2</sup>, gerando deslocamentos de poucos milímetros (Nuttli, 1983 *apud*. Tremores de Dezembro 2015 /Janeiro 2016 em Londrina – PR. Relatório Técnico nº2. IAG/IEE – USP). Estas rupturas podem estar relacionadas a fraturas geológicas e a tentativa da correlação entre estes eventos é um dos objetivos do presente trabalho.

<b>Tremores identificados pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) com estações regionais:</b>				
Data e Horário	LAT (+/- 5 km)	LON (+/- 5 km)	PROF*. (km)	MAGNITUDE (mR)
14/12/2015 - 06:16:06	-23,35	-51,15	0	1.8
01/01/2016 - 16:49:34	-23,38	-51,15	0	1.9
21/01/2016 - 14:13:10	-23,33	-51,12	0	1.9
* profundidade fixada em 0 km ; não há dados suficientes para se determinar as profundidades				
<b>Tremores bem registrados pela rede local entre 06 e 12/01/2016. Margem de erro +/- 200 m</b>				
Data e Horário	LAT (+/- 200 m)	LON (+/- 200 m)	PROF*. (km)	MAGNITUDE (MLv)
10/01/2016	-23,3305	-51,1452	0.1	1.3
11/01/2016	-23,3307	-51,145	0.1	1.6
11/01/2016	-23,33	-51,143	0.1	1.3
11/01/2016	-23,3292	-51,1435	0.1	1.7
11/01/2016	-23,3283	-51,1448	0.1	1.1
11/01/2016	-23,3298	-51,143	0.1	1.5
12/01/2016	-23,3367	-51,1377	0.1	1.6
* profundidade aproximada; a profundidade dos eventos foi menor que 250 m, dado que a diferença entre a chegada das ondas P e S em LDAO foi de aproximadamente 50 milissegundos.				

Figura 9 – Tabelas dos sismos que ocorreram em Londrina/PR entre dezembro/2015 e janeiro/2016. Acima, os sismos identificados pela RSBR; abaixo, pela rede sismográfica local. Fonte: Tremores de Dezembro 2015 /Janeiro 2016 em Londrina – PR. Relatório Técnico nº2. IAG/IEE – USP.

Um dos sismógrafos da rede local de monitoramento foi visitado durante a atividade de campo (figura 10). A estação denominada LDASE entrou em atividade em janeiro de 2016, assim como as outras três que foram instaladas na região, e permanece em conexão simultânea com o Centro de Sismologia da USP. Ela funciona a base de energia solar, tem um custo aproximado de U\$20 mil e está construída imediatamente acima de uma laje de afloramento basáltico. Por enquanto, este sismógrafo integra temporariamente a RSBR, porém o objetivo é certificá-la como estação permanente.



Figura 10 – Sismógrafo LDSAE que integra a rede local de monitoramento em Londrina.

## REGIME TRANSCORRENTE

Dada a importância e relevância das estruturas geológicas na forma de falhas transcorrentes na área de estudo, faz-se necessária uma breve síntese a respeito do assunto. De acordo com Fossen (2012), as falhas transcorrentes têm altos valores de mergulho, quando comparadas às falhas normais e inversas, e podem ocorrer em todas as escalas. São as chamadas falhas do tipo strike-slip, que ocorrem nos limites conservativos entre placas tectônicas, além de controlarem estruturas nas regiões de riftes continentais, áreas cratônicas e margens continentais (Sylvester, 1988). Segundo Park (2004) são definidas por movimentos cisalhantes ao longo de um plano vertical, e numa visão mais clássica de Anderson (1951), as falhas transcorrentes são marcadas por movimentos horizontais paralelos à direção da falha, onde os blocos rochosos se deslocam em direções contrárias. Podem ser definidas como destrais ou sinistrais, conforme a movimentação seja no sentido horário ou anti-horário, respectivamente. Ainda segundo Anderson (1951),

os tensores Sigma 1 e Sigma 3 para as falhas transcorrentes localizam-se na horizontal, e Sigma 2, na vertical.

A partir de um plano principal de falha, este que pode assumir-se curvilíneo, anastomosado e/ou escalonado (Tchalenko, 1970), pode ocorrer um sistema de falhas conjugadas, subsidiárias, que serve de base para o estudo dos indicadores cinemáticos que atuaram no desenvolvimento da falha principal (Sylvester, 1988). O modelo de Riedel (1929) é bastante utilizado para análises cinemáticas, utilizando como base conceitos de cisalhamento simples visualizados em experimentos teóricos. Sylvester (1988) destacou que o modelo de Riedel é constituído por um par de fraturas conjugadas sintéticas (R) e antitéticas (R') em relação à falha principal, ou plano Y. Wilcox *et al.* (1973) definem as falhas R como tendo baixo mergulho ( $10^\circ$  a  $30^\circ$ ) e mesma direção de movimentação da falha principal, enquanto que as R' são de alto mergulho ( $70^\circ$  a  $90^\circ$ ) e movimentação oposta à da falha principal. Nos sistemas transcorrentes também podem ocorrer rochas de falha, como os cataclasitos e os milonitos (Sibson, 1977).

A movimentação relativa ao longo de uma falha transcorrente pode se dar de três maneiras distintas: paralela, convergente ou divergente (figura 11), sendo o mais comum que a movimentação se dê de maneira convergente ou divergente (Fossen *et al.*, 1994). Harland (1971) denominou transpressão como sendo a compressão combinada à transcorrência, num esforço convergente. Já a transtração seria a extensão associada à transcorrência, num contexto de divergência ao longo do plano de falha, segundo o mesmo autor. Os sistemas de falhas transcorrentes podem gerar estruturas em flor positivas (zonas de transpressão) ou estruturas em flor negativas (zonas de transtração) (Harding e Lowell, 1979).

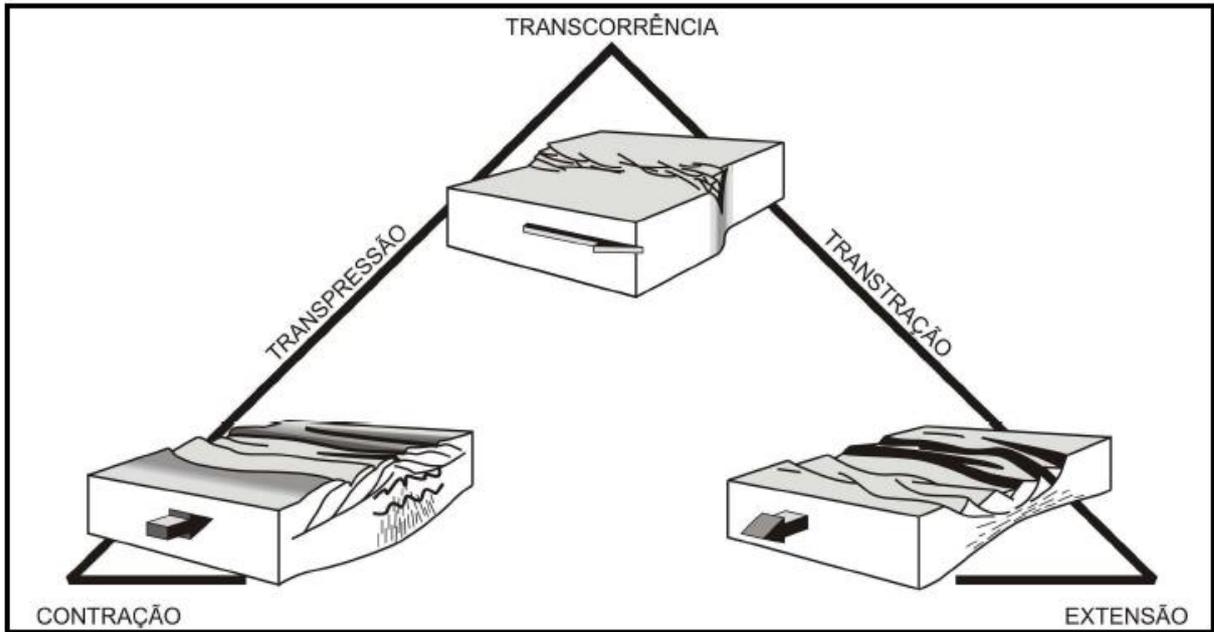


Figura 11 – Esquema dos esforços transcorrentes: transcorrência associada à extensão, gerando transtração; e associada à contração, gerando transpressão. Fonte: Fossen et al. (1994).

## RESULTADOS - ANÁLISE ESTRUTURAL

### FALHAS

Ao longo do trabalho de campo, foram visitadas três pedreiras nos arredores de Londrina: Pedreira ICA (frente ativa e frente desativada) e Pedreira Expressa, além de diversos pontos de afloramentos em cortes de estradas. Foi possível medir um total de noventa e nove planos de falhas, em sua grande maioria transcorrentes (>90%). Em setenta destes planos, foi também possível medir lineações, principalmente do tipo estrias de atrito, ou *slickensides*, normalmente associadas a estruturas em forma de *steps*. O diagrama de rosetas destas noventa e nove falhas indica direção preferencial para N70E e mergulhos preferencialmente para NW (figura 12).

As falhas transcorrentes verificadas na área de estudo possuem altos valores de mergulho (> 75°), como definidas na literatura, podendo ser destrais ou sinistrais. A determinação dos parâmetros cinemáticos das falhas foi baseada na verificação

de estruturas em campo (estrias, *steps*, *falsos steps*, estruturas de arranque), de acordo com os critérios estabelecidos por Petit (1987) e Doblas (1998).

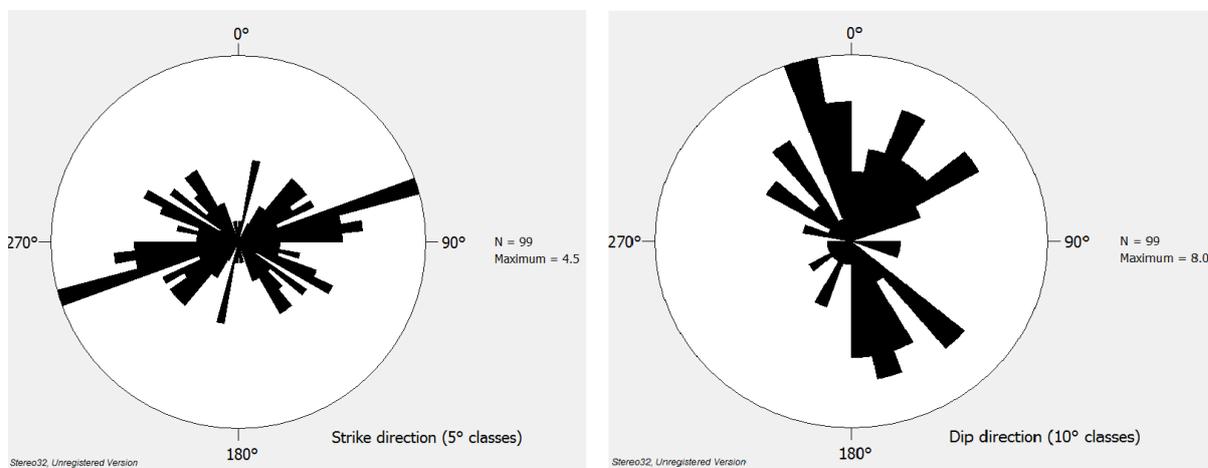


Figura 12 - Rosetas representativas dos noventa e nove planos de falha medidos em campo. À esquerda, dados de direção das falhas; à direita, dos mergulhos das mesmas.

As superfícies de falhas observadas apresentavam-se como planos retilíneos a curvilíneos, por vezes anastomosados e sigmoidais (figura 13 e 14). Os planos eram frequentemente preenchidos por minerais como óxidos de ferro, caulinita (e/ou illita), carbonatos e zeólitas, minerais estes que marcavam melhor as feições lineares associadas aos planos falhados. Foram verificadas algumas zonas de falha cataclasadas, sigmoidais, com espessuras que variavam dos centímetros até quase um metro, com rocha basáltica intensamente brechada, denotando uma deformação rúptil em condições frias.

Algo que vale ressaltar é a presença expressiva de disjunções colunares nas rochas basálticas observadas. Estas feições, vistas de longe nos paredões das pedreiras visitadas, confundem-se facilmente com planos de falha. Nas zonas onde se acumulam as disjunções, a frequência e pervasividade das falhas diminui drasticamente, fato este explicado pelo fenômeno da absorção mecânica das tensões tectônicas exercido pelas disjunções.



Figura 13 - Falha transcorrente sinistral, com superfície sigmoidal e direção NW-SE. Pedreira ICA (frente ativa).

## LINEAÇÕES

Dentre os planos de falha observados, foi possível verificar em setenta deles a presença de estruturas lineares, mais especificamente estrias de atrito ou *slickensides*. As lineações têm mergulhos baixos ( $<20^\circ$ ), dado que ocorrem em superfícies de falhas transcorrentes, sendo, portanto, horizontalizadas (figura 15). As estrias têm aspecto fibroso, bem observado quando o preenchimento dos planos falhados se dá por minerais como caulinita, carbonato, óxidos de ferro e/ou zeólitas (figura 16).



Figura 14 – Falhas transcorrentes em paredão na Pedreira ICA (frente desativada). Observar pervasividade das estruturas sub-verticais.

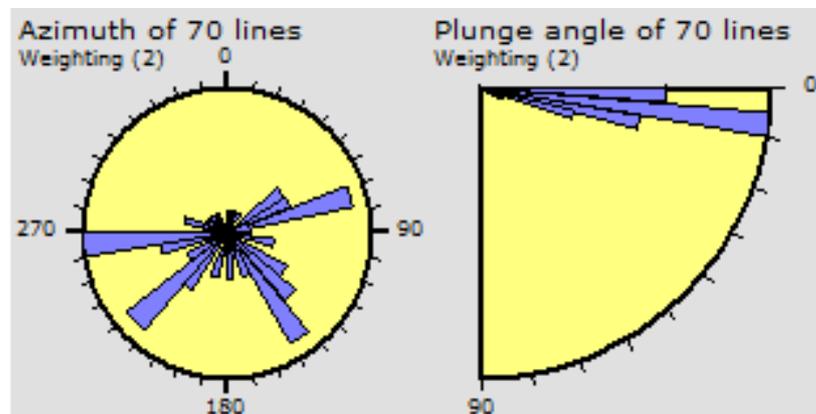


Figura 15 - À esquerda, azimute das lineações medidas em setenta planos de falha; à direita, mergulho destas linhas.

## STEPS

Os *steps*, ou degraus, ocorrem como elementos estruturais indicadores de cinemática ao longo dos planos de falha. Geralmente, têm sua direção subperpendicular à da estria (Doblas, 1998), e são gerados de duas maneiras: por cristalização mineral ou pela formação de fraturas secundárias associadas ao plano de falha principal, podendo ser as fraturas R, R', T ou P, do modelo de Riedel (Petit, 1987). Os chamados “falsos *steps*”, ou degraus incongruentes, devem ser levados em consideração para uma correta interpretação da cinemática atuante. São formados por uma associação das fraturas R' e T com o plano de falha principal (Y), e formam degraus que mergulham na direção oposta ao plano Y. Feições de arranque também podem ser confundidas com os ditos degraus “verdadeiros”, e devem ser consideradas com cuidado em campo, na análise dos planos falhados. Estas feições são geradas no momento de geração da falha, quando fragmentos rochosos de um dos blocos de falha são arrancados e arrastados ao longo da superfície. Doblas *et al.* (1995) reconhecem que estas feições têm valor na análise cinemática, sendo chamada de “cenouras”.

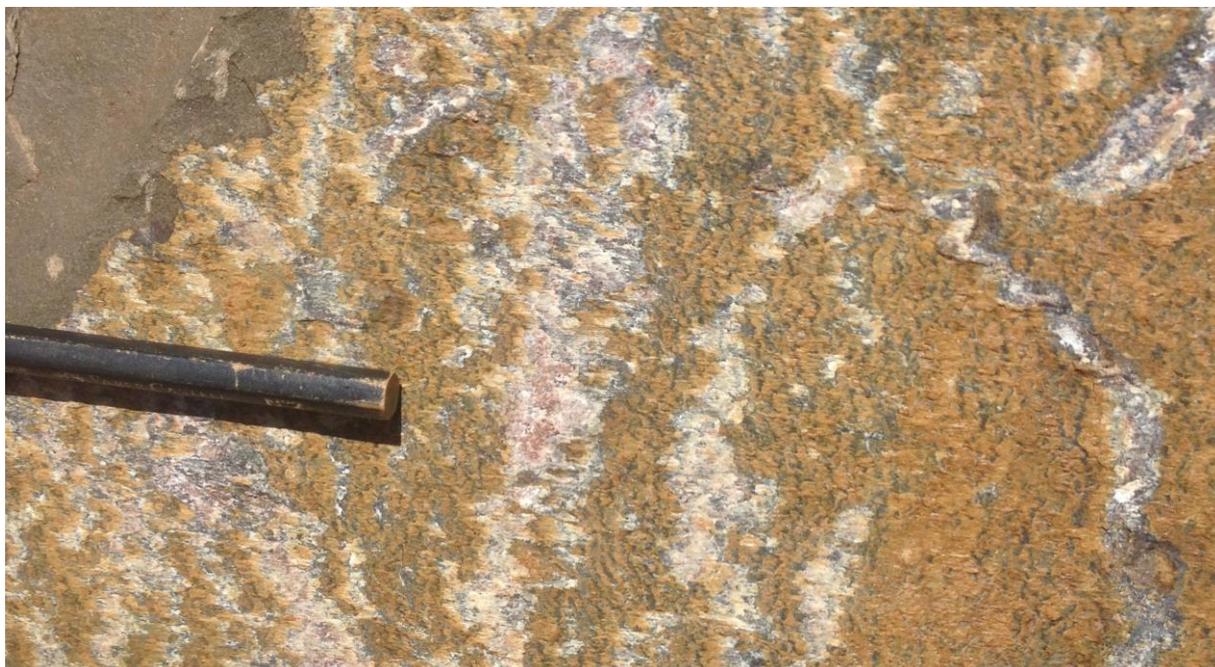


Figura 16 – Estrias de atrito (slickensides) em superfície de plano de falha transcorrente preenchida por caulinita e óxido de ferro, provavelmente.

## RESULTADOS - ANÁLISE CINEMÁTICA

A análise cinemática das falhas foi feita a partir de setenta planos de falhas medidos em campo, aqueles em cuja superfície foi possível identificar indicadores como estrias e *steps*. Os planos foram divididos em seis famílias, ao se levar em conta suas direções azimutais, e cada família ainda foi subdividida nos quesitos de movimentação: dextral ou sinistral (figura 17), resultando num total de doze subdivisões (*subsets*). A sistematização das famílias de falhas foi importante para facilitar os trabalhos de análise cinemática no ambiente do software WinTensor.

Família	Azimute da falha	Cinemática	Classificação
1	N15W - N15E	DESTRAL	1.1
		SINISTRAL	1.2
2	N15E - N45E	DESTRAL	2.1
		SINISTRAL	2.2
3	N45E - N70E	DESTRAL	3.1
		SINISTRAL	3.2
4	N70E - N70W	DESTRAL	4.1
		SINISTRAL	4.2
5	N15W - N45W	DESTRAL	5.1
		SINISTRAL	5.2
6	N45W - N70W	DESTRAL	6.1
		SINISTRAL	6.2

Figura 17 - Sistematização das falhas para análise cinemática.

As famílias de falhas mais expressivas foram: as classificadas como 3.1 (N45-70E, dextrais), com catorze medidas, seguidas da 4.1 (N70E-N70W, dextrais), com dez medidas, e das 2.1 (N15-45E) e 5.1 (N15W-45W), ambas dextrais e com oito medidas cada. Dentre as famílias de falhas com caráter cinemático sinistral, a de maior expressão foi a 4.2 (N70E-N70W), com sete medidas, seguida das famílias 5.2 (N15-45W) e 6.2 (N45-70W), ambas com cinco medidas.

A análise cinemática foi feita pelo método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977), com o qual é possível visualizar graficamente os esforços exercidos num plano ou num sistema de planos de falhas. A partir de uma falha que tenha sua cinemática devidamente aferida pelos indicadores cinemáticos em campo é possível construir o diedro reto e identificar a posição do(s) tensor(es) atuante(s). Esta análise é feita estatisticamente por meio do software WinTensor. Uma combinação

manual dos diversos *subsets* relativos às diversas famílias de falhas foi feita, buscando-se esforços relativos aos principais eventos cinemáticos.

Os resultados mostraram que três direções de paleotensões principais tiveram ligação com os movimentos verificados nas superfícies das falhas transcorrentes (figura 18):

(a) Paleotensão  $\sigma_1$  N28E

(b) Paleotensão  $\sigma_1$  N58W

(c) Paleotensão  $\sigma_1$  N69E

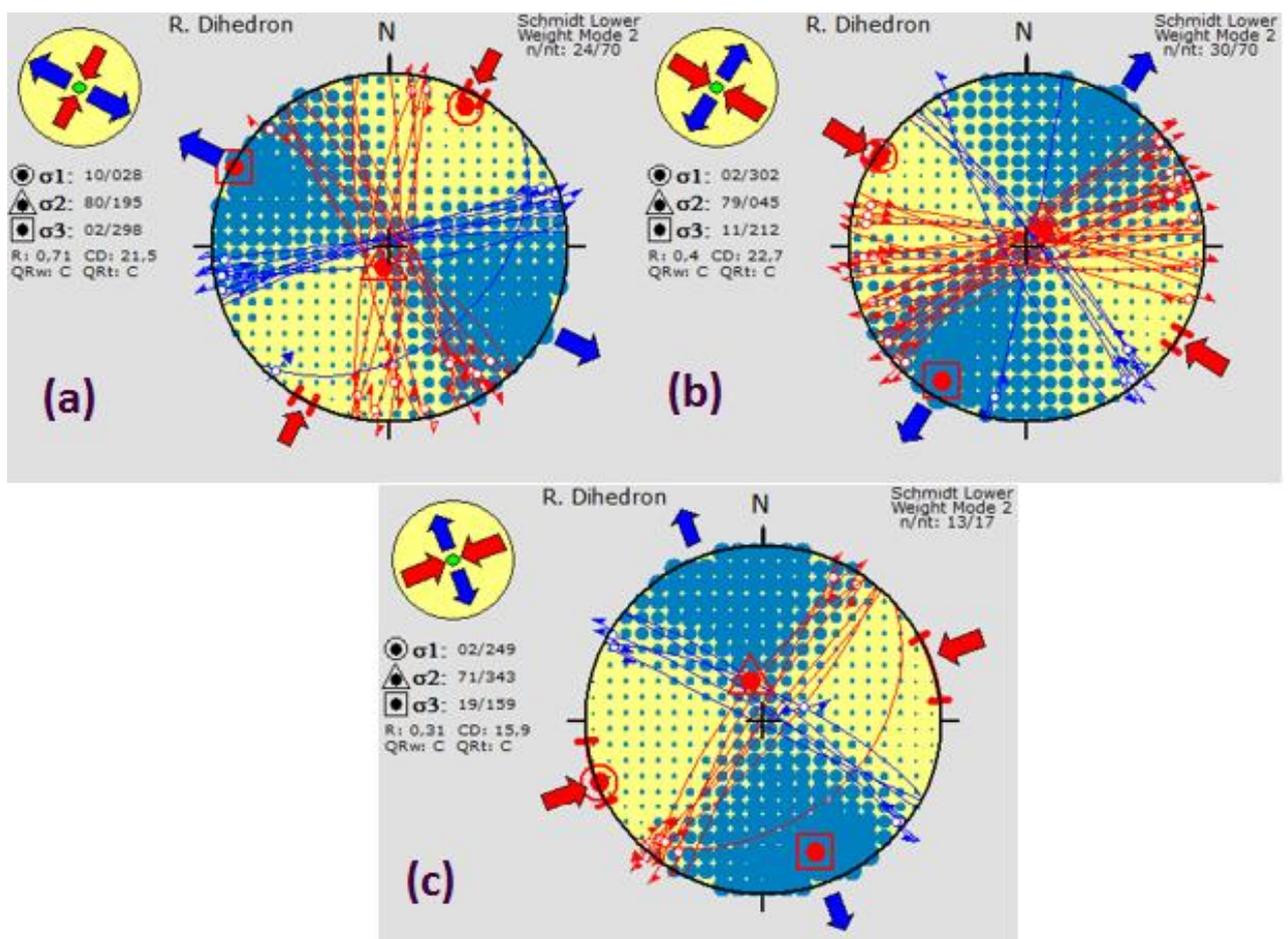


Figura 18 - Análise cinemática pelo método dos diedros retos feita no ambiente do software WinTensor revelou a atuação de três direções de paleotensão  $\sigma_1$  nas falhas transcorrentes da região de Londrina (tensores  $\sigma_1$  em vermelho). A atuação de cada um destes tensores teria ativado a movimentação de determinadas famílias de falhas.

A paleotensão (a) teria ativado as famílias de falhas destrais 1.1 e 5.1, e de falhas sinistras 2.2, 3.2 e 4.2. O paleotensão (b), as famílias destrais 3.1 e 4.1 e as sinistras 1.2 e 5.2. Enquanto que a direção de paleotensão (c) estaria relacionado à ativação das famílias de falhas 2.1 e 6.2. A hierarquia temporal da ordem de atuação dos tensores é incerta, pois não foram observadas relações de corte entre as falhas de diferentes famílias no campo.

## RESULTADOS - ANÁLISE DE LINEAÇÕES DE TERRENO

Foi gerado no software ArcGIS o mapa de declividade da região de estudo, com base no banco de dados morfométricos do Brasil – TOPODATA. A partir deste mapa, que pode também ser considerado o MDE (modelo digital de elevação) para a área estudada, foram traçadas lineações positivas e negativas na escala 1:80.000 (figura 19).

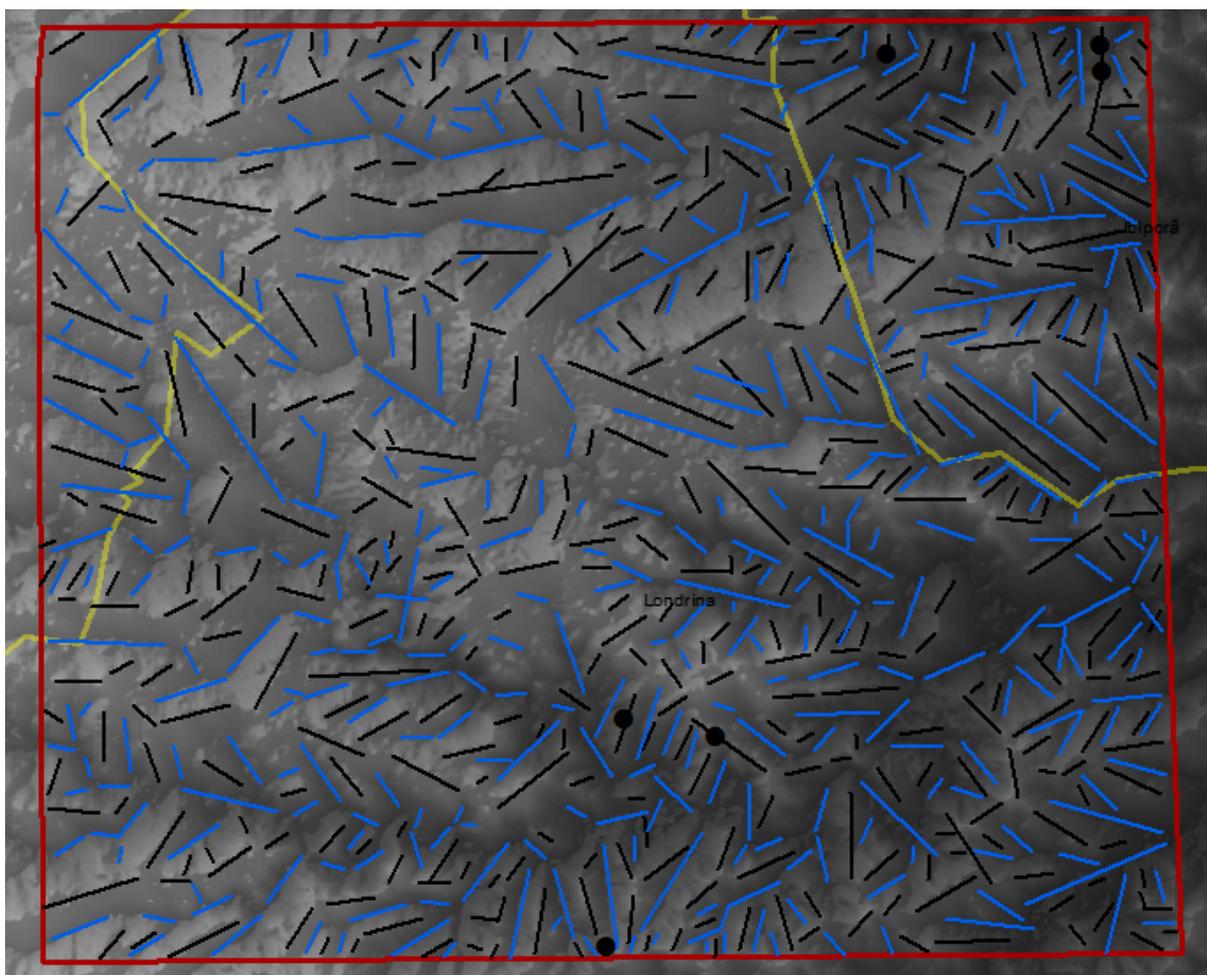


Figura 19 - Modelo digital de elevação da área de estudo, com lineações positivas em preto e lineações negativas em azul, ambas na escala 1:80:000.

Utilizando a ferramenta Azimuthfinder, uma extensão ao *software* ArcGIS desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa em Neotectônica da UFPR, foi possível verificar a frequência azimutal dos lineamentos traçados sobre o MDE. A representação das rosetas de frequência dos lineamentos foi gerada no software Stereo32 (figura 20).

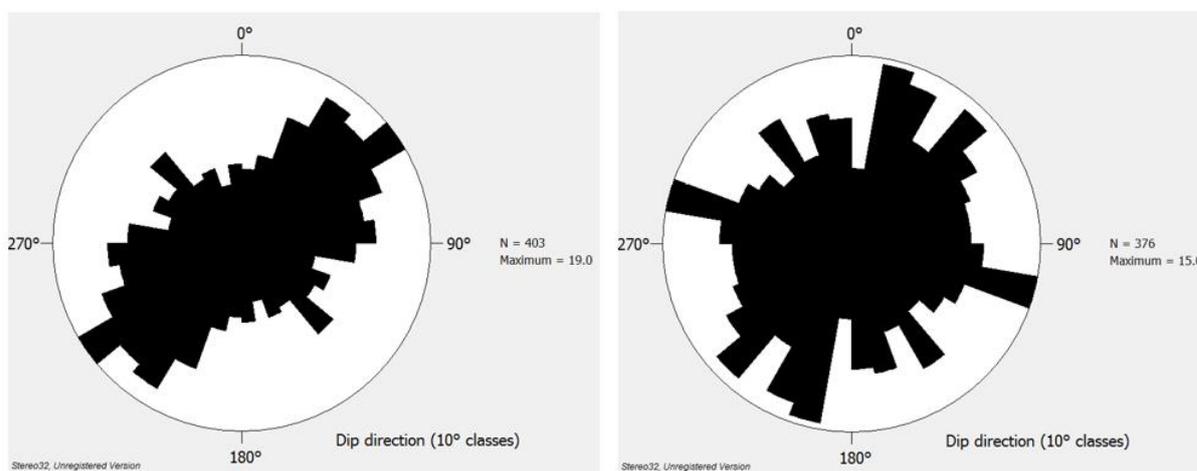


Figura 20 - Rosetas de frequência dos lineamentos positivos (à esquerda) e negativos (à direita) para a área de estudo.

Observa-se uma maior frequência de lineamentos positivos orientados a NE-SW, enquanto que os lineamentos negativos apresentam frequências significativas para NE e NNE, mas também para NWW.

## DISCUSSÕES

Após os resultados obtidos nas análises estrutural e morfométrica, foi possível verificar que a direção principal das falhas transcorrentes medidas em campo caiu no quadrante NE, coincidindo com a direção preferencial obtida pelo traçado dos lineamentos positivos sobre o modelo digital de elevação para a área de estudo. Como identificado na leitura da bibliografia, esta direção é compatível com um importante grupo de estruturas tectônicas herdadas do embasamento, ativadas e reativadas inúmeras vezes, que controlaram a evolução da Bacia do Paraná ao longo de sua história geológica.

As estruturas de direção NW, identificadas principalmente no traçado dos lineamentos negativos sobre o MDE, e verificadas em campo porém com menor destaque estatístico, são também um importante grupo de estruturas verificadas

para a Bacia do Paraná, e no contexto da área de estudo estariam ligadas provavelmente ao desenvolvimento e evolução do arqueamento de Ponta Grossa e arcos subordinados. Também seria um grupo estrutural ativado e reativado constantemente ao longo do desenvolvimento da Bacia.

A análise cinemática foi realizada com base nas direções das falhas combinada ao sentido de movimento indicado pelos elementos cinemáticos como estrias e os degraus (*steps*). As falhas, sistematizadas e organizadas no software WinTensor conforme suas direções e suas características cinemáticas (destrais ou sinistras), foram tratadas estatisticamente segundo o método dos Diedros Retos. Assim, verificaram-se três direções de paleotensão compressivas  $\sigma_1$  que teriam atuado nas rochas basálticas da região de Londrina, ativando cada qual a movimentação de determinado grupo de falhas transcorrentes (figura 21). As paleotensões estariam posicionadas para N28E, N58W e N69E. A hierarquia temporal dos tensores é incerta com os dados coletados por ocasião do presente trabalho, visto que não foram observados em campo relações de corte entre as famílias de falhas.

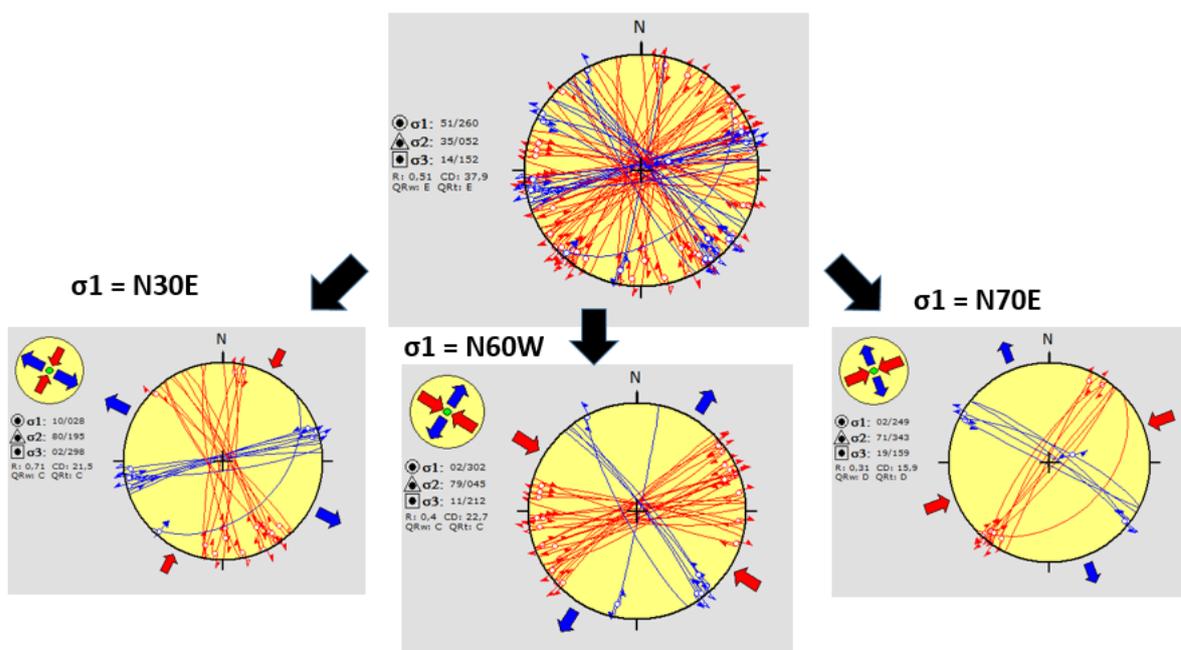


Figura 21 - Acima, todos os setenta planos de falhas transcorrentes com os quais foi possível trabalhar a análise cinemática em função de terem indicadores cinemáticos medidos no plano (falhas destrais em vermelho, sinistras em azul). Abaixo, os três tensores compressivos  $\sigma_1$  identificados como atuantes na região de Londrina (tensores compressivos identificados com flechas vermelhas). As medidas dos azimutes dos tensores foram aproximadas para valores inteiros. Cada tensor é responsável pela ativação e movimentação de determinadas famílias de falha.

Levando-se em conta o levantamento bibliográfico referente ao arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, onde se localizam os basaltos da Formação Serra Geral estudados na área de estudo em Londrina, podem ser feitas correlações entre as direções de paleotensão identificadas e direções de paleotensores verificados por autores prévios. A paleotensão compressiva N30E, responsável pela movimentação das falhas N-S e N15-45W, destrais, e das falhas N15-70E e E-W, sinistrais, estaria correlacionado a uma direção de paleotensão compressiva NE, atuante no Sul e Sudeste brasileiro desde o Cretáceo Superior, de acordo com trabalhos como o de Salamuni (1998) e Roldan (2007). Este tensor provavelmente manteve-se ativo até o Mioceno, promovendo a movimentação deste grupo de falhas transcorrentes citadas acima.

O paleotensor  $\sigma_1$  N60W estaria ligado a um tensor compressivo de direção NW ativo desde o final do Pleistoceno até o início do Holoceno, reconhecidamente o principal tensor neotectônico atuante para as regiões Sul e Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Este tensor seria responsável pela ativação, na área de estudo, das falhas N45-70E e E-W, destrais, e das falhas N-S e N15-45W, sinistrais.

Já a direção de paleotensão compressiva N70E aproxima-se das paleotensões compressivas de direção E-W, ativas desde o Holoceno até o presente para a região da Plataforma Sulamericana, na visão de autores como Assumpção (2016) e Marotta (2013) (figura 22). Esta direção também é reconhecido para as regiões do sul e sudeste brasileiro, conforme Riccomini (1989), e estaria relacionada, na área de estudo, à ativação das falhas destrais de direção N15-45E e sinistrais de direção N45-70W.

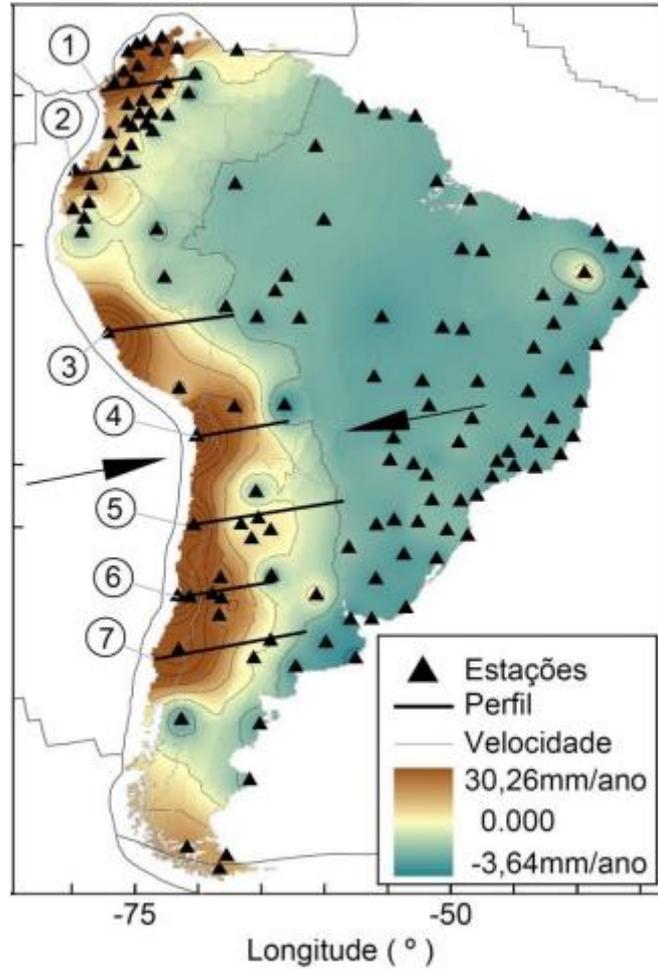


Figura 22 - Mapa apresenta a atual movimentação da Placa Sulamericana em relação à Placa de Nazca (a oeste). Movimentação esta que é compatível ao tensor de compressão aproximada E-W/ NEE-SWW, verificado por diversos autores como atuantes desde o Holoceno até o presente na Plataforma Sulamericana e identificado também na área de estudo. Fonte: Marotta, 2013.

## CONCLUSÕES

A partir dos trabalhos de campo e de escritório realizados na área de estudo, pode-se concluir que:

- (a) As noventa e nove falhas medidas em campo são em sua maioria de direção NE e coincidem com direções facilmente reconhecíveis como heranças do embasamento da Bacia do Paraná.
- (b) Análise morfométrica para a área de estudo demonstrou que os lineamentos positivos traçados sobre o MDE indicam direção predominante para NE-SW, compatíveis com um importante grupo de estruturas herdadas do embasamento. Os lineamentos negativos indicam predominância de estruturas NNE, NE e NW, estas últimas possivelmente relacionadas a heranças ligadas ao arqueamento de Ponta Grossa e arcos relacionados.
- (c) Com base no estudo de setenta planos de falhas transcorrentes que apresentaram em suas superfícies indicadores cinemáticos como *steps* e estrias, foi possível identificar três direções de paleotensão  $\sigma_1$  compressivas atuantes na movimentação das falhas, com base no método dos diedros retos.
- (d) As direções de paleotensão identificadas no trabalho são correlacionáveis a paleotensões atuantes nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, desde o Cretáceo Superior até o Holoceno, de acordo com informações descritas na bibliografia.
- (e) As direções de paleotensão são, com medidas aproximadas para valores inteiros: N30E, N60W e N70E, cada qual responsável pela ativação de determinados grupos de falhas. Esta última direção de paleotensão seria a mais provável de ainda estar ativa, baseando-se em trabalhos de diversos autores de que as direções de paleotensão próximas a E-W correspondem à tensão atual atuante na Plataforma Sulamericana.
- (f) Os sismos verificados na região de Londrina/PR, entre dezembro de 2015 e janeiro de 2016, com intensidades entre 1.1 e 1.9 graus na escala Richter, não são incomuns para regiões intracratônicas como o interior do Brasil, portanto não se descarta a hipótese de serem eventos puramente naturais, sem a interferência antrópica.
- (g) Falhas transcorrentes como as verificadas em campo podem funcionar como dissipadores de tensões naturais acumuladas na crosta. A dissipação de energia pode ocorrer na forma de sismos de pequena magnitude para regiões intracratônicas como a Bacia do Paraná.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim DNPM-DGM. Rio de Janeiro, n.241, p.1-36.

Almeida, F. F. M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. Relatório PAULIPETRO nº 14091, São Paulo, 187p.

Anderson E. M. 1951. The dynamics of faulting (2ª edição). Edinburgh: Oliver & Boyd, 208p.

Angelier, J.; Mechler, P. 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalament utilisable en tectonique et en seismologie: La method des diedres droids. Bulletin of the Geological Society of France, v. 7, p.1309-1318.

Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. Journal of Geophysical Research, v. 97, p. 889-903.

Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Barbosa, J. R.; Rocha, M.; Barros, L. V. 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. Geophysical Journal International, v. 159, p. 390-399.

Assumpção, M.; Dias, F. L.; Zevallos, I.; Naliboff, J. B. 2016. Intraplate Stress Field in South America from Earthquake Focal Mechanisms.

Bellieni, G. et al. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. Journal of Petrology, v. 27, p. 915-944.

Chavez-Kus, L. G.; Salamuni, E. 2008. Evidências da tenção N-S intraplaca no Neógeno. Complexo Atuba – região de Curitiba (PR). Revista Brasileira de Geociências, v.38 (4), p. 439-454.

Doblas, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics, v. 295, p. 187-197.

Doblas, M.; Mahecha, V.; Hoyos, M.; López-Ruiz, J.; Aparicio, A., 1995. Slickenside and faults surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, Southern Spain. J. Struct. Geol., v. 19, p. 159-170.

Ernesto, M.; Marques, L. S.; McReath, I.; Ussami, N.; Pacca, I. I. G. 2009. Decifrando a Terra. 2ª ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, cap. 2, p. 54-56.

Ferreira, F. J. F.; Moraes, R. A. V.; Ferrari, M. P.; Vianna, R. B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural do Guapiara. Anais do Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, v.3, p. 226-240.

Fossen, H. 2012. Geologia Estrutural. Oficina de Textos, Tradução: Andrade, F. R. D., São Paulo, 584 p.

Fossen H.; Tikoff B.; Teyssier C. 1994. Strain modeling of tranpressional and transtensional deformation. Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 74, p. 134-145.

Harding T. P., Lowell J. D. 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. AAPG Bulletin, v. 63 (7), p. 1016-1058.

Harland W. B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. Geol. Mag., v. 108, p. 27-42.

Jacques, P. D.; Machado, R.; Nummer, A. R. 2015. Análise Estrutural da Formação Serra Geral na porção Centro-Sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. Geociências (São Paulo. Online), v. 34(3), p. 390-401.

Marotta, G. S. Estimativas de deformações por observações geodésicas associadas a eventos sísmicos na área de abrangência da rede Sirgas-Con. 119 p. Tese de doutorado em Geofísica Aplicada – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2013.

Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. Bol. Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15 (2), p. 265-287. 2007b.

Milani, E. J.; Ramos, V. A. 1998. Orogenias Paleozoicas no domínio sulocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v. 28 (4), p. 473-484.

O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. GSA Bulletin, v. 87, p. 1463-1469.

Park R. G. 2004. Foundations of structural geology. Chapman & Hall, New York, 202p.

Peate, D. W.; Hawkeswort, C. J.; Mantovani, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. Bull. Volcanol, v. 55, p. 119-139.

Petit, J. P. 1987. Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. Struct. Geol., v. 9, p. 597-608.

Peyerl, W. R. L. Morfotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Jordão, região de Guarapuava (PR). 80 p. Dissertação de mestrado em Geologia Ambiental – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2016.

Pirchiner, M.; Collaço, B. B.; Calhau, J.; Assumpção, M. S.; Dourado, J. C. BRAZilian Seismographic Integrated Systems (BRASIS): infrastructure and data management. *Annals of Geophysics*, v. 54, p. 17-22, 2011.

Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado), 256 p.

Riccomini, C. 1995. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: Relações com a tectônica Mesozoica-Cenozoica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25 (2), p. 79-84.

Riedel, W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspaltten. *Zentralblatt für Mineralogie*, 1929b, p. 354-368.

Salamuni, E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese (Doutorado), 214 p.

Sibson R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, v. 133, p. 191-213.

Strugale, M.; Rostirolla, S. P.; Mancini, F.; Portela Filho, C. V. 2004. Compartimentação estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na região de São Jerônimo da Serra, estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, p. 303-316.

Sylvester A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p.1666-1703.

Tassinari, C. C. G.; Dias Neto, C. de M. 2009. Decifrando a Terra. 2ª ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional. cap. 3, p. 88-90.

Tchalenko J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 1625-1640.

Thiede, D. S.; Vasconcelos, P. M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar results. *Geology*, v. 38 (8), p. 747-750.

Valeriano, M. M. 2008. TOPODATA – banco de dados geomorfológicos locais do Brasil. Disponível em: <http://dsr.inpe.br/topodata/>.

Wilcox, R. E.; Harding, T. P.; Seely, D.R. 1973. Basin wrench tectonics. *Buletin American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, v.57, p.74-96.

Zalán, P. V.; Conceição, J. C.; Wolff, S.; Astolfi, M. A.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R.; Zanotto, O. A.; Paumer, M. L., Marques, A. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Internal Report Gt-Os-009/85, PETROBRÁS (DEPEX-CENPES), Rio de Janeiro, 195 p.

Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C.; Appi, V. T.; Marques, A.; Zanotto, O. A. 1990 - Bacia do Paraná, in: Raja-Gabaglia, Guilherme Pederneiras e Milani, Edilson José (org.). Origem e evolução de bacias sedimentares, Rio de Janeiro, 34 p.

