

Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica

Methods And Techniques In Geomorphology Tectonics

Luiza Leonardi Bricalliⁱ

Universidade Federal do Espírito Santo
Vitória, Brasil

Resumo: Há uma notória relação entre Neotectônica e aspectos da morfologia das paisagens atuais. Nos últimos anos, a tectônica envolvendo o intervalo de tempo do Neógeno e do Quaternário (Neotectônica) tem sido amplamente investigada para explicar as feições morfotectônicas, especialmente na região Sudeste e Nordeste do Brasil. A base metodológica utilizada para estudos em Geomorfologia Tectônica deve integrar: análise de domínios de lineamentos sobre MDE, pois podem indicar reativação de linhas de fraqueza pré-cambrianas; análise estrutural de conjuntos de pares falha/estria afetando o embasamento alterado e os depósitos neogênicos, que podem apontar eventos tectônicos geradores de estruturas e do relevo; análises morfotectônicas que correspondem a formas sob o controle tectônico ativo, resultado de movimentos crustais ocorridos no cenozoico; análises hipsométricas que podem indicar blocos altos e baixos com origem tectônica; análise da rede de drenagem, através da identificação de anomalias de drenagem, cálculo de assimetria de drenagem, identificação de padrões de drenagem controlados tectonicamente, orientação da rede de drenagem e identificação de *knickpoints*. A preocupação central desse artigo é demonstrar que não se realiza pesquisa em Geomorfologia Tectônica dissociada da Neotectônica, uma vez que feições derivadas de ação tectônica antiga apresentam variação de suas características devido a processos erosivos.

Palavras-chave: Morfotectônica; Neotectônica; Geomorfologia Tectônica; Lineamentos; Rede de Drenagem.

Abstract: There is a striking relationship between neotectonics and the morphology of the current landscape. In recent years, the tectonic involving the time interval of the Neogene and Quaternary (Neotectonics) have been widely investigated to explain the morphotectonic features, especially in the southeast and northeast of Brazil. The methodological basis used for studies on Geomorphology Tectonic shall include: lineaments of domain analysis on MDE, as they may indicate reactivation of Precambrian lines of weakness; Structural analysis offault/striae affecting the Precambrian basement weathered and neogenic deposits, which may point generating structures and tectonic relief events; morphotectonic analyzes that correspond to forms in the active tectonic control, the result of crustal movements in cenozoico; hipsometric analysis that may indicate high and low

ⁱ Professora do Departamento de Geografia – UFES. luizabricalli@gmail.com

blocks with tectonic origin; analysis of the drainage network, by identifying anomalies drainage, drainage asymmetry calculation drainage patterns identification tectonically controlled, drainage network knickpoints guidance and identification. The central concern of this article is to show that not conducted research in geomorphology Tectonics disassociated from Neotectonics, since features derived from ancient tectonic activity have varying characteristics due to erosion.

Keywords: Morphotectonic; Neotectonics; Tectonic Geomorphology; Lineaments; Drainage Network.

Introdução

O estudo aprofundado do relevo na ciência geográfica tem seu início por meio do *Geographical Cycle*. A tectônica influenciando as formas de relevo é abordada desde o início do século XX, na visão de Penck (1953), que entendia que o relevo evoluiria a partir de um soerguimento crustal com denudação concomitante, inadmitindo uma estabilidade tectônica ao longo da evolução da morfologia, como sugerida por Davis (1899).

Em um contexto geotectônico geral na Placa Sul-americana, o Brasil localiza-se em uma zona de “margem passiva”, onde os esforços tectônicos ocorrem em função, essencialmente, da interação de processos das forças de empurrão, exercidas principalmente pela abertura da Cordilheira Meso-Atlântica (*ridge push*); e dos esforços compressoriais, transmitidos a partir do limite oeste da placa, na fossa Peru-Chile (COBLENTZ e RICHARDSON, 1996). Em nível regional, além do empurrão da cordilheira, deve-se considerar também o “puxão” decorrente da subducção da Placa de Nazca (*slab pull*) e, em nível local, as forças associadas às margens continentais e às áreas elevadas (COBLENTZ; RICHARDSON, 1996).

Nas margens continentais “passivas”, como a brasileira, dois fatores geram esforços locais que interagem com os regionais: o contraste de densidade entre as crostas continental e oceânica, acarretando o estiramento da borda continental, e a flexura da litosfera devido à carga de sedimentos das bacias marginais. Esses dois fatores gerariam distensão na área mais superficial e compressão na parte interna (ASSUMPÇÃO, 1992).

Durante muitos anos o Brasil foi considerado como uma margem tectônica passiva, onde não se considerava a ocorrência de movimentações tectônicas. No entanto, a tectônica envolvendo o intervalo de tempo do Neógeno e do Quaternário (Neotectônica) (BRICALLI, 2011) tem sido amplamente investigada na região Sudeste, principalmente na área do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – feição geotectônica desenvolvida na área emersa adjacente às bacias de Santos e Campos, incluindo importantes bacias sedimentares paleogênicas. Esta área tornou-se alvo de pesquisadores interessados nos movimentos recentes da crosta, resultando em um amplo conjunto de estudos a respeito do tema (RICCOMINI, 1989; HASUI, 1990; SAADI, 1993; SALVADOR, 1994; SALVADOR e RICCOMINI, 1995; MELLO, 1997; GONTIJO, 1999; RICCOMINI; ASSUMPÇÃO, 1999; HIRUMA e RICCOMINI, 1999; FERRARI, 2001; HIRUMA et al., 2001; SARGES, 2002; MODENESI-GAUTTIERI et al., 2002; ALBUQUERQUE, 2004; SANSON, 2006; SILVA, 2006; HIRUMA, 2007; MIRANDA, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI, 2011).

Diversos estudos enfatizam o levantamento e análise de estruturas tectônicas rúpteis (juntas e falhas) que afetam as sucessões cenozoicas, com a definição de seqüências de eventos tectônicos responsáveis pela formação e deformação de cada área estudada para o entendimento puramente dos eventos geológicos ou da morfotectônica. Entre estes, podem ser mencionados os estudos de Riccomini (1989), Salvador (1994), Salvador e Riccomini (1995), Riccomini e Assumpção (1999), Ferrari (2001), Albuquerque (2004), Riccomini et al. (2004), Sanson (2006), Silva (2006), Miranda (2009) e Bricalli (2011). Existe uma notória relação entre Neotectônica e aspectos da morfologia das paisagens atuais e, por isso, os principais estudos sobre Geomorfologia Tectônica e Estrutural no Brasil não são dissociados da Neotectônica e têm sido desenvolvidos, especialmente, na região Sudeste (GONTIJO, 1999; HIRUMA et al., 2001; MODENESI-GAUTTIERI et al., 2002; BRICALLI e MELLO, 2009; RIBEIRO, 2010; BRICALLI, 2011; BUSATO, 2014), principalmente na área do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – feição geotectônica desenvolvida na área emersa adjacente às bacias de Santos e Campos, incluindo importantes bacias sedimentares paleogênicas (RICCOMINI, 1989; SALVADOR e RICCOMINI, 1995) e na região nordeste do Brasil (BEZERRA et al., 2001; NOGUEIRA et al., 2006; BEZERRA et al., 2007; BEZERRA et al., 2014). Um aspecto importante relacionado ao controle neotectônico no relevo são as correspondências das orientações das falhas geradas nos eventos neotectônicos com a orientação das feições morfotectônicas (HATUSHIKA et al., 2005; BRICALLI e MELLO, 2009; BRICALLI, 2011).

Há uma escassa bibliografia no Brasil sobre a relação de feições geomorfológicas com a tectônica e estruturas. Esse fato está relacionado com a herança histórica dos estudos geomorfológicos no Brasil, direcionados para fatores que são classicamente considerados, tais como o arcabouço litoestrutural e as variações climáticas. Para isso, é de fundamental importância integrar conhecimentos da Geomorfologia e da Geologia Estrutural, considerando ser o desenvolvimento desta abordagem integrada de análise uma relevante evolução técnico-científica da ciência Geomorfológica.

Fundamentos Teóricos-Conceituais em Geomorfologia Tectônica

Geomorfologia Tectônica

Muitas feições geomorfológicas são originadas por movimentação tectônica. Summerfield (1986) considera a morfotectônica como a elaboração das formas ou paisagens sob o controle tectônico ativo, e em 1987 este mesmo autor a considera como uma metodologia para à identificação de movimentos neotectônicos. Doornkamp (1986) corrobora com tal argumentação, colocando que a morfotectônica deve ser entendida como a geomorfologia das formas de relevo, cujo caráter é relacionado com a tectônica recente. Desta forma, a morfotectônica se atém apenas a feições geomorfológicas resultantes da neotectônica, pois as feições derivadas de ação tectônica antiga apresentam variação de suas características devido à erosão sofrida no decorrer do tempo geológico (BLOOM, 1991), não sendo mais possível identificar com clareza a influência tectônica em sua gênese; além de proporçio-

nar feições singulares em margens passivas, de modo que sejam identificadas com características próprias de morfologias que sofreram controle neotectônico (BURBANK e ANDERSON, 2001).

Segundo Stewart e Hancock (1994), *landforms* ou paisagens ou relevos tectônicos expressam um amplo espectro de feições topográficas que podem ser empregadas como indicadores do estilo, da magnitude, e da recorrência do movimento tectônico.

Em estudos geológicos, elementos de fundamental importância para análises tectônicas controlando o relevo são, por exemplo, rupturas de declive (SOARES e FIORI, 1976 apud BEZERRA, 2003), as quais definem formas de estruturação do relevo, possibilitando alterações geomorfológicas das mais variadas dimensões na superfície da Terra.

Falhas ativas originam estruturas variadas e criam feições distintas, gerando padrões específicos de paisagens (SUMMERFIELD, 1991; GONTIJO, 1999). Cada tipo de falha é responsável por feições geomorfológicas diferentes. Falhas normais podem gerar feições morfotectônicas do tipo: escarpas, que podem apresentar *fronts* lineares (Figura 1) ou escalonados; facetas trapezoidais e triangulares (Figura 1); *Horsts* e *Grabens* (Figura 1) – Summerfield (1986; 1987; 1991). Falhas transcorrentes podem gerar as seguintes feições morfotectônicas (SUMMERFIELD, 1986; 1987; 1991): escarpas, vales lineares, *sag ponds*, cristas lineares de *pressure ridges* e *Shutter ridge* (Figura 1), enquanto falhas reversas podem gerar escarpas, colinas anticlinais (*upwarps*) (Figura 1), colinas sinclinais (*downwarps*) (SUMMERFIELD, 1986; 1987; 1991). Todas feições morfotectônicas citadas são comuns no Sudeste do Brasil (GONTIJO, 1999; BRICALLI e MELLO, 2009; BRICALLI, 2011), destacando-se ainda a existência de feições morfotectônicas de vales assimétricos, alvéolos de sedimentação e vale retilíneo.

Neotectônica

Em termos do contexto geotectônico geral na Placa Sul-americana, o Brasil localiza-se em uma zona de “margem passiva”, onde os esforços tectônicos ocorrem em função, essencialmente, da interação de dois processos: forças de empurrão, exercidas principalmente pela abertura da Cordilheira Meso-Atlântica (*ridge push*) (Figura 2); e esforços compressoriais, transmitidos a partir do limite oeste da placa, na fossa Peru-Chile (COBLENTZ e RICHARDSON, 1996). Em nível regional, além do empurrão da cordilheira, deve-se considerar também o “puxão” decorrente da subducção da Placa de Nazca (*slab pull*) e, em nível local, as forças associadas às margens continentais e às áreas elevadas (COBLENTZ e RICHARDSON, 1996). Os esforços neotectônicos no Brasil possuem uma relação com esses esforços tectônicos regionais.

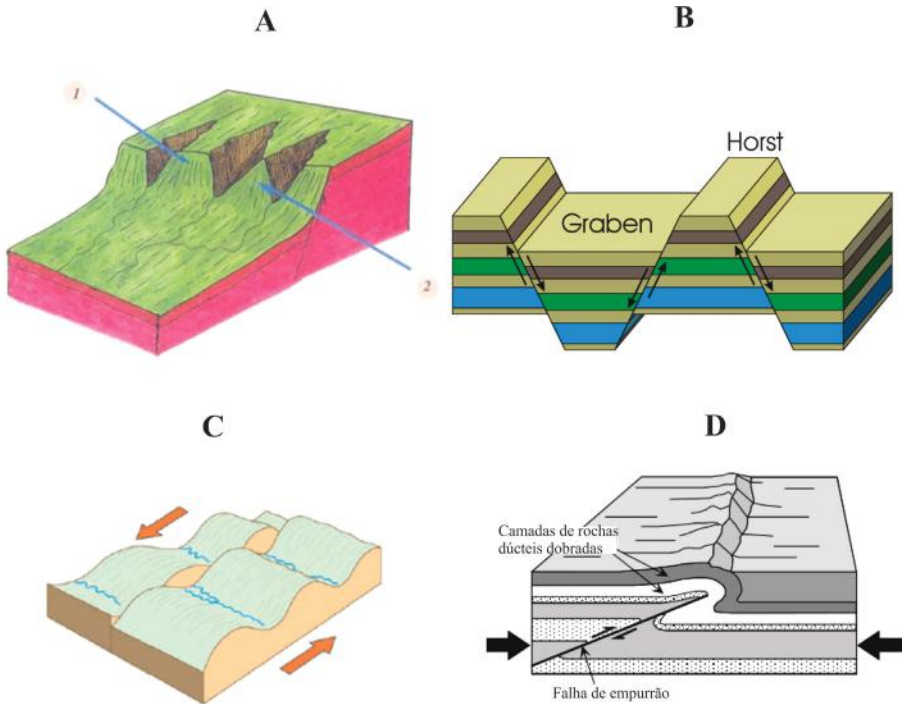


Figura 1 – (A) Facetas desenvolvida em escarpas de falha (1 - faceta trapezoidal; 2 - faceta triangular), originadas por falhamento normal. (B) Feições morfotectônicas de *horsts* e *grabens*, originadas por falhamento normal. (C) Feição morfotectônica *Shutter Ridge*, ao longo de uma falha *strike slip*. (D) Colinas anticlinais (*upwarps*) produzidas quando as camadas que se encontram sobre a falha são dobradas.

Fonte: A (<http://pt.slideshare.net/Cica2010/geomorfologia-geral-e-do-brasil>. Acesso em 18 maio 2016). B (<http://tyhugibax.freeiz.com/what-are-horst-and-graben.php>. Acesso em 18 maio 2016). C (Huggett, 2011). D (<https://gsc350.wikispaces.com/1994Northridgeearthquake>. Acesso em 18 maio 2016).

O conceito de Neotectônica diverge de acordo com a concepção de vários autores que tratam do assunto, embora todos tratem das deformações tectônicas recentes da crosta terrestre. Para alguns, a Neotectônica está relacionada a apenas um aspecto temporal, enquanto outros destacam a relação com a modelagem da topografia contemporânea. Outros autores tratam das relações geológicas e sismológicas. Obruchev (1948 apud SAADI, 1993) introduziu o termo Neotectônica para designar movimentos da crosta terrestre que se instalaram durante o “Terciário” tardio (Neógeno) e Quaternário, e que desempenharam um papel decisivo na formação da topografia contemporânea. Já a Comissão de Neotectônica da INQUA de 1978 (MORNER, 1989) define Neotectônica como sendo qualquer movimento da Terra ou deformação do nível de referência geodésico.

co, seus mecanismos, sua origem, suas implicações práticas e suas extrapolações futuras, incluindo toda a escala de tempo dos movimentos, desde os instantâneos (sismos) até 10^7 anos, caso necessário para permitir o entendimento da origem do movimento registrado.

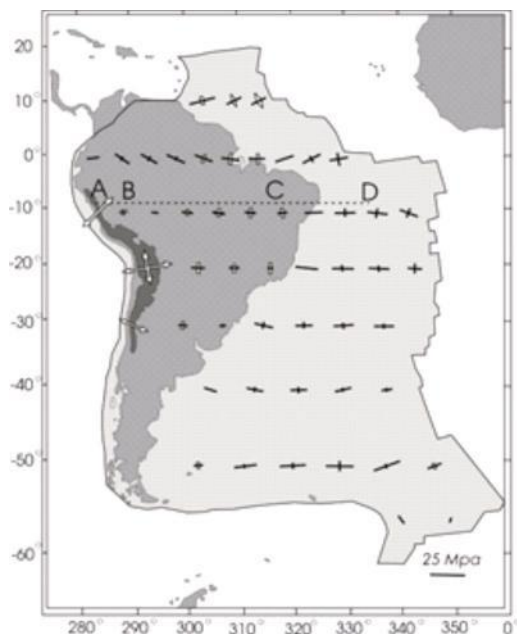


Figura 2 – Distribuição das tensões regionais na Placa Sul-americana, considerando a força de empurrão da Cordilheira Meso-Atlântica, a força de contato entre diferentes porções litosféricas, a força topográfica e a força de arrasto da placa com a astenosfera. As letras indicam a posição da Cordilheira Blanca (A), Escudo Brasileiro Ocidental (B), Escudo Brasileiro Oriental (C) e bacia oceânica (D). As forças colisionais aplicadas neste modelo produziram grandes áreas de compressão nas porções setentrional e meridional da placa, mas não afetaram significativamente as tensões previstas no interior das regiões continentais. (Fonte: Coblenz e Richardson, 1996).

Hancock e Williams (1986) consideraram ainda que a fase de atuação neotectônica de uma região é aquela que corresponde ao campo de tensão e de deformação contemporâneo, afirmando a importância do aspecto temporal para definir o termo, considerando como Neógeno. E Summerfield (1986) coloca que o período neotectônico englobaria movimentos da crosta com escalas de tempo variando desde décadas até o Neógeno inteiro, não podendo ser mais antigos que isso e tendo relação direta com a evolução da paisagem de uma dada região. Complementando esta ideia, Trifonov (1989) considera neotectônica como movimentos de superfície que podem ser estudados e medidos mais do que outros antigos, considerando uma atividade do Neógeno e afirma ainda que a neotectônica fornece a base para testar conceitos

tectônicos. Já Pavlides (1989) afirma que neotectônica está ligada a eventos tectônicos novos, que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após a orogênese final ou, mais precisamente, após a sua reorganização tectônica mais significativa, e Hasui (1990) define que eventos neotectônicos estão diretamente relacionados à tectônica ressurgente, definida como uma manifestação tectônica intermitente de falhas em episódios separados por intervalos de quiescência. Este autor afirma ainda que durante a atuação de um regime de esforços, dependendo da orientação da falha preexistente em relação aos esforços e a intensidade destes, é mais fácil reativar uma falha preexistente do que nuclear uma nova falha. E, como complementação final, Stewart e Hancock (1994) afirmam que a neotectônica constitui um ramo da tectônica ligada ao estudo dos movimentos que ocorreram no passado e continuam ocorrendo no presente e que as estruturas neotectônicas estariam relacionadas ao regime tectônico atual, tendo sido geradas ou reativadas em um campo de esforços e deformação.

Em termos da evolução geológica do território brasileiro, Hasui (1990) relaciona os mecanismos neotectônicos ao processo de deriva da Placa Sul-americana, dizendo respeito a movimentações ainda vigentes, em ambiente intraplaca. Este autor sugere, entre outros marcos balizadores da Neotectônica no Brasil, o início da deposição da Formação Barreiras – unidade sedimentar de idade Mioceno-Plioceno cujo registro ocorre ao longo da região costeira entre os estados do Amapá e do Rio de Janeiro. Nesta mesma linha de pensamento, Saadi (1993) afirma que a Plataforma Brasileira foi afetada por deformações tectônicas cenozoicas em toda a sua extensão e que essas deformações se aproveitaram preferencialmente de antigas linhas de fraqueza crustal, herdadas de deformações pretéritas, podendo, no entanto, terem sido nucleadas estruturas novas. Para este autor, as principais descontinuidades crustais reativadas limitam uma compartimentação do território brasileiro segundo as atividades neotectônicas.

Metodologia, Métodos e Técnicas para Pesquisa em Geomorfologia Tectônica

Análise de Lineamentos

Lineamentos são considerados feições lineares identificáveis no terreno e em imagens de sensores remotos, que podem ser associadas a estruturas de subsuperfície, especialmente as linhas de fraqueza pré-cambrianas.

A reativação de linhas de fraqueza pré-cambrianas tem sido documentada como aspecto fundamental para o entendimento das manifestações neotectônicas no Brasil (HASUI, 1990; SAADI, 1993; BRICALLI, 2011). Neste sentido, a análise de domínios de lineamentos (setores do terreno identificáveis por conjuntos de lineamentos com padrões particulares), em escala regional, tem sido mostrada como uma ferramenta útil, sendo utilizada em estudos de neotectônica e geomorfologia tectônica realizados no Sudeste do Brasil por, entre outros, Gontijo (1999), Hiruma e Riccomini (1999), Hiruma et al. (2001), Modenesi-Gauttieri et al. (2002), Silva (2006), Hiruma (2007), Miranda (2009); Ribeiro (2010) e Bricalli (2011); na Itália (WISE et al, 1985; FUNICIELLO et al, 1977) e; na Antártica (CIANFARRA e SALVINI, 2008). Além disso, a análise de lineamentos, pre-

viamente a trabalhos de campo, pode apontar áreas de ocorrência de estruturas rúpteis, uma vez que os lineamentos correspondem a feições geológicas lineares.

Extração Manual de Lineamentos

O mapa de lineamentos pode ser confeccionado a partir da técnica de extração de lineamentos sobre um Modelo Digital de Elevação (MDE), utilizando-se de *softwares* de geoprocessamento. Os MDEs são as imagens de sensores remotos mais utilizados para decalque de lineamentos, uma vez que: i) permitem a aplicação de diferentes iluminações artificiais na imagem, favorecendo o realce diferenciado dos lineamentos para cada ângulo de iluminação utilizado; ii) após aplicação das iluminações artificiais, as zonas de discontinuidades da crosta (fraturas) ficam mais destacáveis e visíveis na imagem; iii) diferentemente das imagens de satélites e fotografias aéreas, as imagens de radar não destacam as áreas urbanas, vegetação e nuvens, por exemplo, o que dificulta a análise de lineamentos.

A primeira etapa para elaboração de um mapa de lineamentos consiste no processamento e preparo da imagem, que inclui: i) aplicação de iluminações artificiais (por exemplo, 000°, 045°, 090° e 315°) (Figura 3), buscando destacar a maior quantidade de lineamentos possíveis. Essas iluminações são obtidas a partir do cálculo do sombreamento do relevo, utilizando-se a ferramenta própria de *softwares* de geoprocessamento; ii) escolha da elevação solar de 45°, ângulo intermediário que facilita a análise em regiões heterogêneas, que apresentam áreas planas e montanhosas, e; iii) estabelecimento do “Z-factor” (valor variável de acordo com a latitude em que a área em análise encontra-se no planeta), dependendo do *software* utilizado.

Os lineamentos são traçados em cada uma das iluminações referenciadas, considerando linhas de segmentos de escarpas, alinhamento de cristas, vales, trechos de rios e lagos, e depressões alongadas (LIU, 1984) (Figura 4).

Posteriormente, a análise de lineamentos consiste no cálculo do azimute e do comprimento dos lineamentos realizadas por aplicativos específicos em *softwares* de geoprocessamento.

Esses valores são exportados em forma de tabela para um programa de diagramas de rosetas para representação das direções e comprimentos dos lineamentos. É importante que sejam construídas rosetas representativas da direção e do comprimento predominantes para cada compartimento geológico, além de uma roseta representativa da direção e do comprimento predominantes para a área total. Ressalta-se a importância de um detalhamento da análise dos lineamentos, elaborando uma quantidade maior de rosetas de direção e comprimento de lineamentos, distribuídas por toda área (Figura 5).

Por último, a elaboração de um mapa de densidade de lineamentos é importante para indicar os principais *trends* estruturais da área.

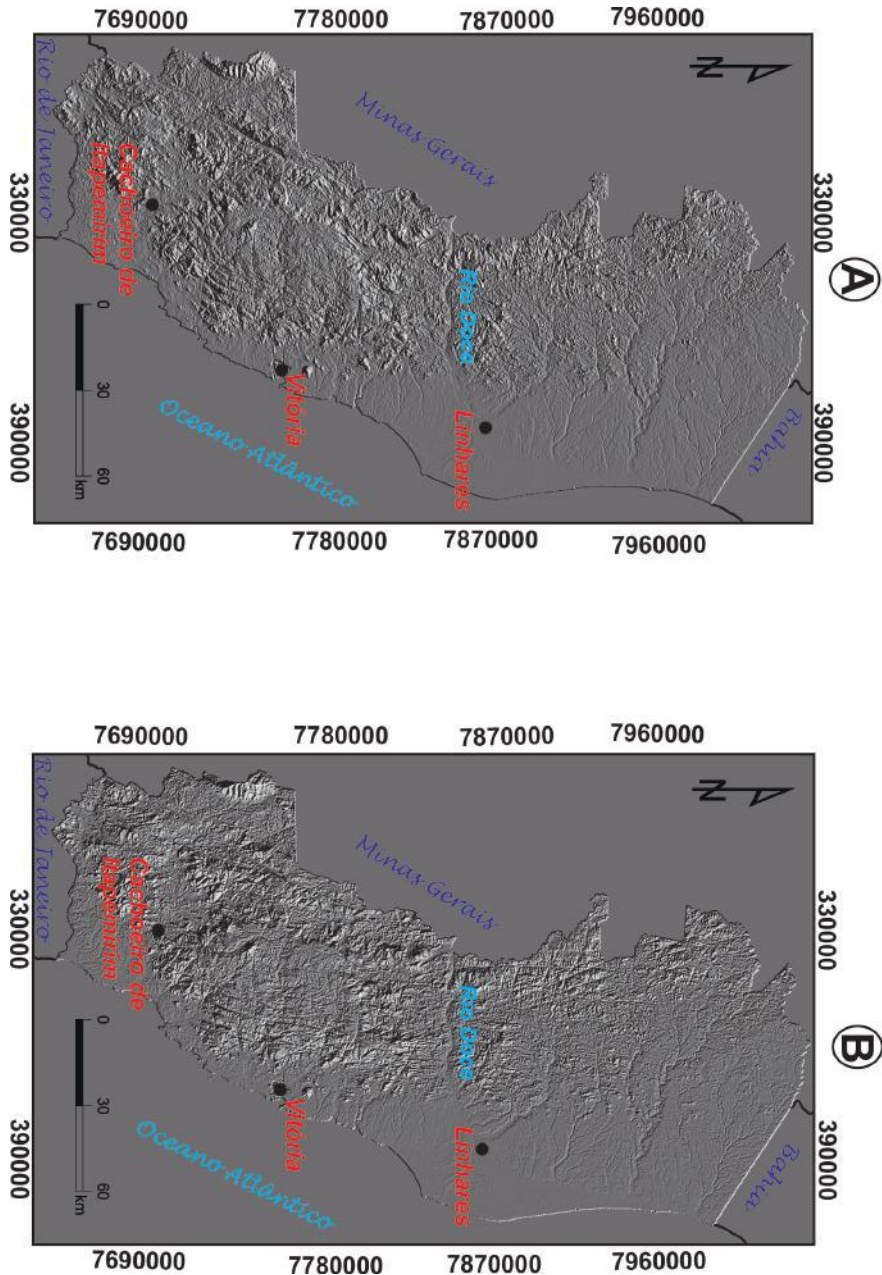


Figura 3 – Modelo digital de elevação do estado do Espírito Santo, com aplicação de iluminações artificiais de 0°(A), 45°(B) e elevação solar constante de 45°.

Fonte: Bricalli (2011).

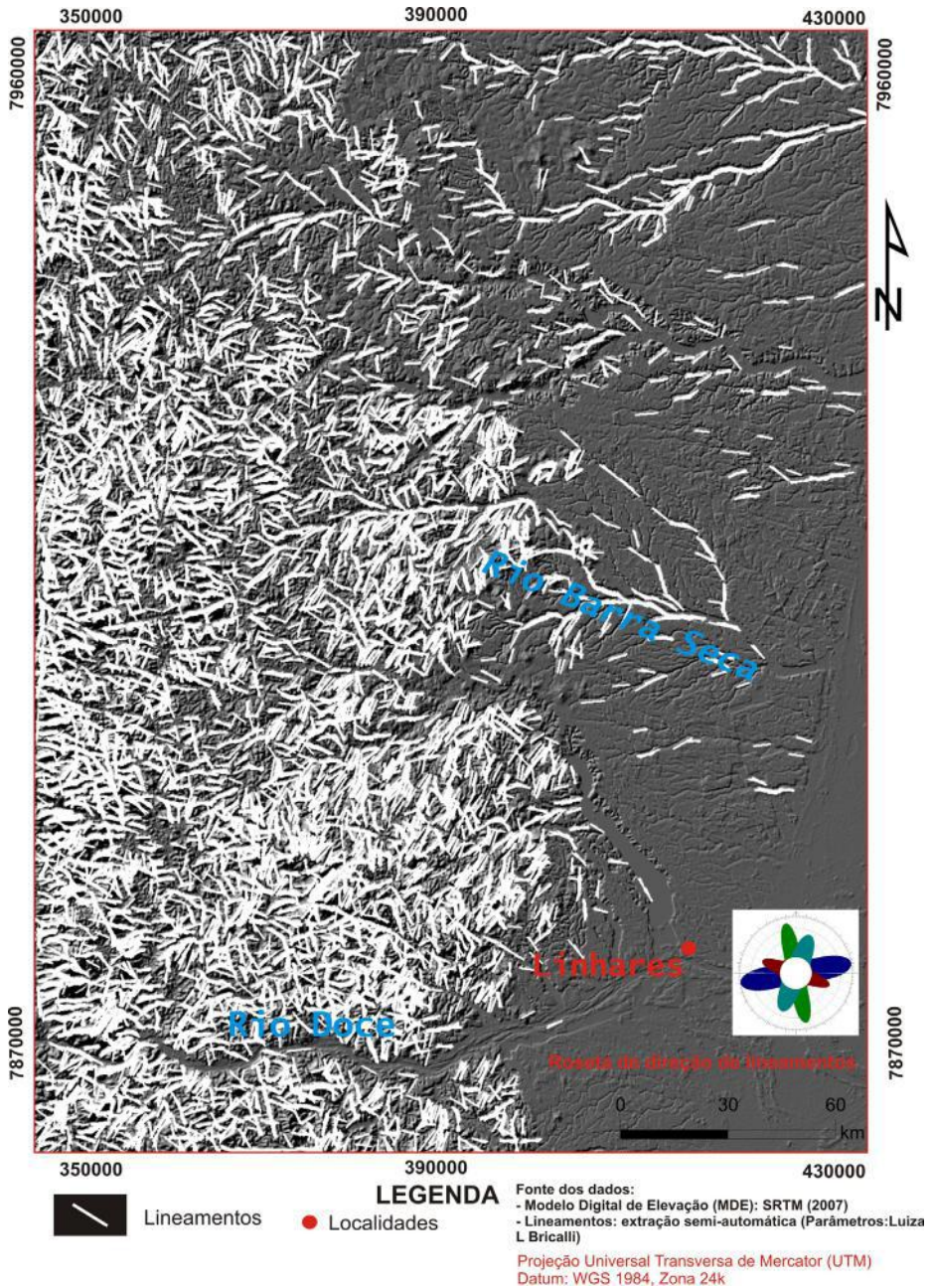


Figura 4 – Mapa de lineamentos da porção do norte do estado do Espírito Santo segundo o método semiautomático. Fonte: Bricalli (2011).

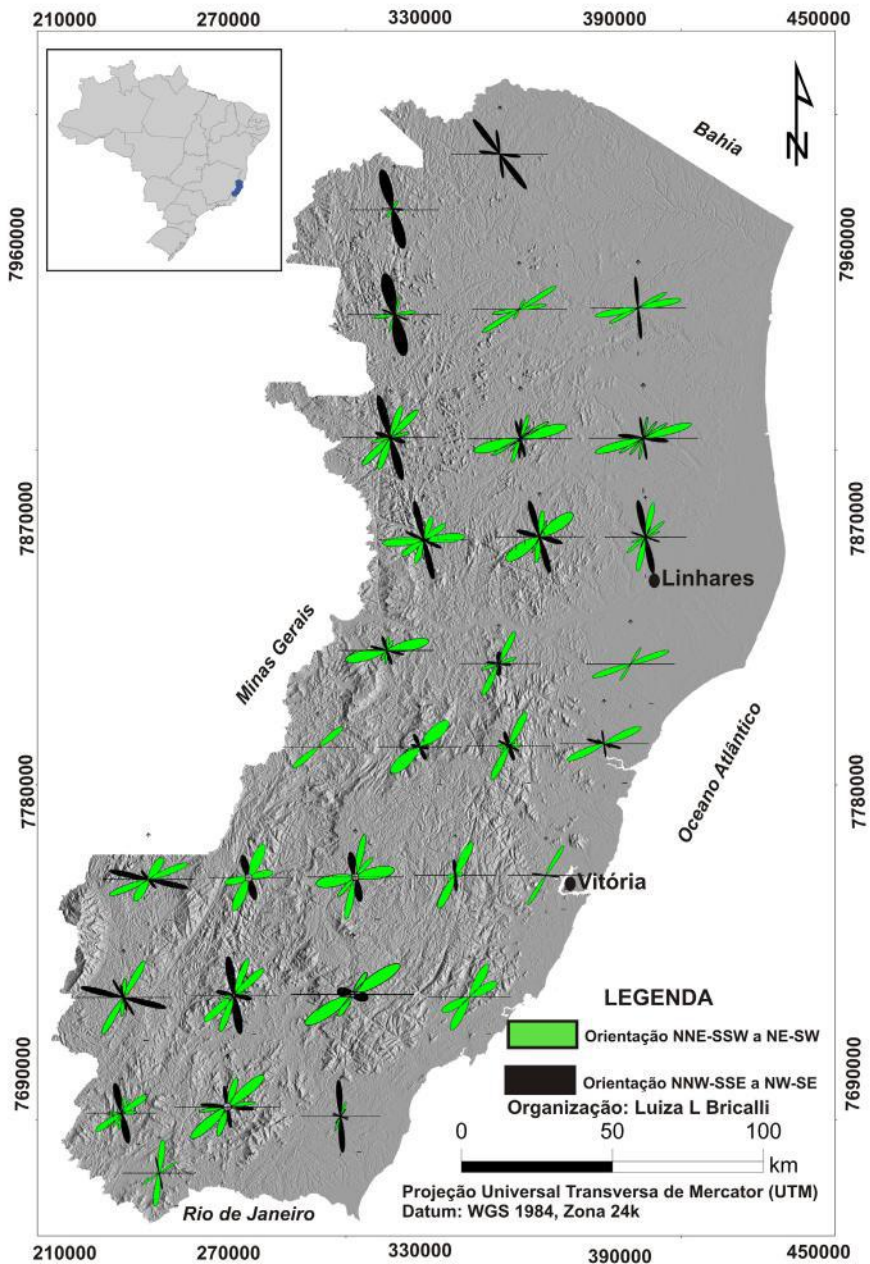


Figura 5 – Distribuição da frequência por orientação de lineamentos ao longo do estado do Espírito Santo. Fonte: Bricalli (2011).

Extração Semiautomática de Lineamentos

A extração semiautomática de lineamentos pode ser realizada no software *SID™ 3.158*, desenvolvido pelo pesquisador Prof. Francesco Salvini, responsável pelo *Laboratorio di Geodinamica Quantitativa e Telerilevamento (GeoQute)* do *Dipartimento di Scienze Geologiche da Università Degli Studi Di Roma Tre (UNIROMA-TRE)*, Itália, e ainda não disponível para uso externo ao referido laboratório.

Para a elaboração desse produto são essenciais 4 (quatro) etapas distintas: i) aquisição da imagem de radar (modelo digital de elevação – MDE), tendo sido utilizado o mesmo MDE analisado pela técnica de extração manual; ii) preparação da imagem (MDE) em software de Geoprocessamento; iii) aplicação de filtros para realce de lineamentos através de softwares específicos para isso, tais como *Life*, desenvolvido pela *GeoQute*; iv) extração automática dos lineamentos através do software *SID™ 3.158*.

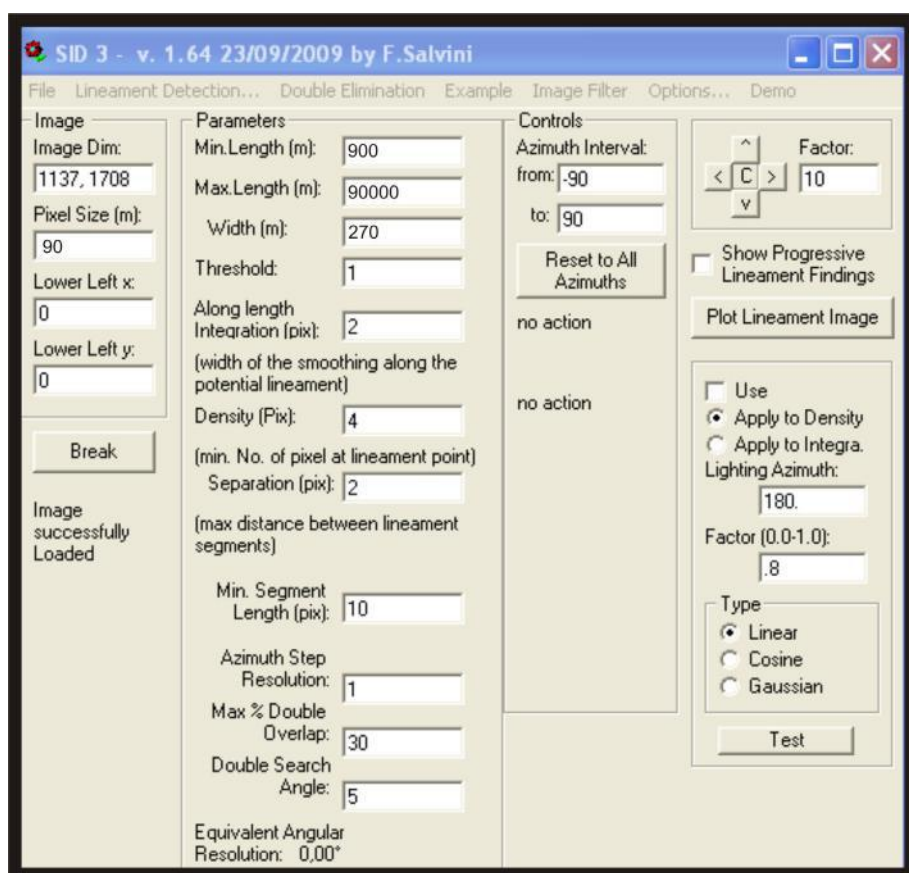


Figura 6 – Parâmetros utilizados para a extração de lineamentos semiautomática, com exemplo para a área do estado do Espírito Santo.

Fonte: Bricalli (2011)

O processamento e a preparação da imagem (MDE) consiste na aplicação das quatro iluminações artificiais adotadas para a extração manual de lineamentos (000°, 045°, 090° e 315°), com elevação solar também de 45° – assim como na extração manual de lineamentos – a partir do cálculo do sombreamento do relevo. Em seguida, a imagem é tratada e aplicada filtros especiais.

Após a preparação da imagem, a extração automática de lineamentos é feita utilizando o *software SID™ 3.158*. A extração de lineamentos é feita separadamente para cada orientação de iluminação artificial e, posteriormente, é feita a integração (*merge*) de todas as iluminações utilizadas, para representação em um único mapa.

Para a extração de lineamentos são utilizados alguns parâmetros (Figura 6): i) comprimento mínimo do lineamento; ii) comprimento máximo do lineamento; iii) largura dos lineamentos, densidade de *pixels* (quanto o lineamento é bem definido; quanto mais alto este número, mais o lineamento será bem marcado); e iv) separação entre os lineamentos. Os demais parâmetros contidos no programa não são recomendados terem seus valores alterados [*threshold; along length integration (pix); min segment length (pix); azimuth step resolution; Max% Double overlap; e Double search angle*].

Uma vez decalcados os lineamentos automaticamente, são elaboradas rosetas de direções de lineamentos em *softwares* específicos para esse fim. É interessante que sejam construídas rosetas representativas da direção predominante para cada compartimento geológico, além de uma roseta representativa da direção predominante para a área total. Para o detalhamento da análise dos lineamentos, é recomendável a elaboração de uma quantidade suficiente de rosetas de direções de lineamentos, distribuídas por toda área, a despeito do que foi sugerido para os lineamentos manuais (Figura 5).

Análises Neotectônicas

As análises neotectônicas consistem, primeiramente, na coleta de dados de estruturas rúpteis (pares de falhas/estrias) no campo, afetando os depósitos cenozoicos e as rochas do embasamento alteradas (Figuras 7 e 8) e estão extremamente vinculadas **à teoria da Tectônica de Placas, que estabelece que as Placas tectônicas (litosfera: crosta + manto) movimentam-se horizontalmente de 1 a 10 cm por ano, devido em função da gravidade, ridge push, correntes de convecção da astenosfera e sucção e subducção.**

São realizados também seções geológicas, com o auxílio de fotomosaicos, permitindo a definição das unidades geológicas mais importantes e dos padrões de deformação tectônica.

A cada plano de falha encontrado, são realizadas 4 (quatro) medidas: sentido de mergulho do plano de falha; ângulo de mergulho do plano de falha; azimute de estrias contidas no plano de falha; e ângulo de mergulho das estrias (Figura 9). Como informação imprescindível, busca-se identificar, sempre, o sentido de deslocamento do plano de falha, principalmente e mais seguramente por marcadores estratigráficos ou dobras de arrasto próximas ao plano de falha; na ausência desses indicadores, a movimentação das falhas é definida a partir de indicadores cinemáticos observáveis no próprio plano de falha (Figura 10).



Figura 7 – Falha normal-dextral E-W afetando depósitos da Formação Barreiras.
Fonte: Bricalli (2011).

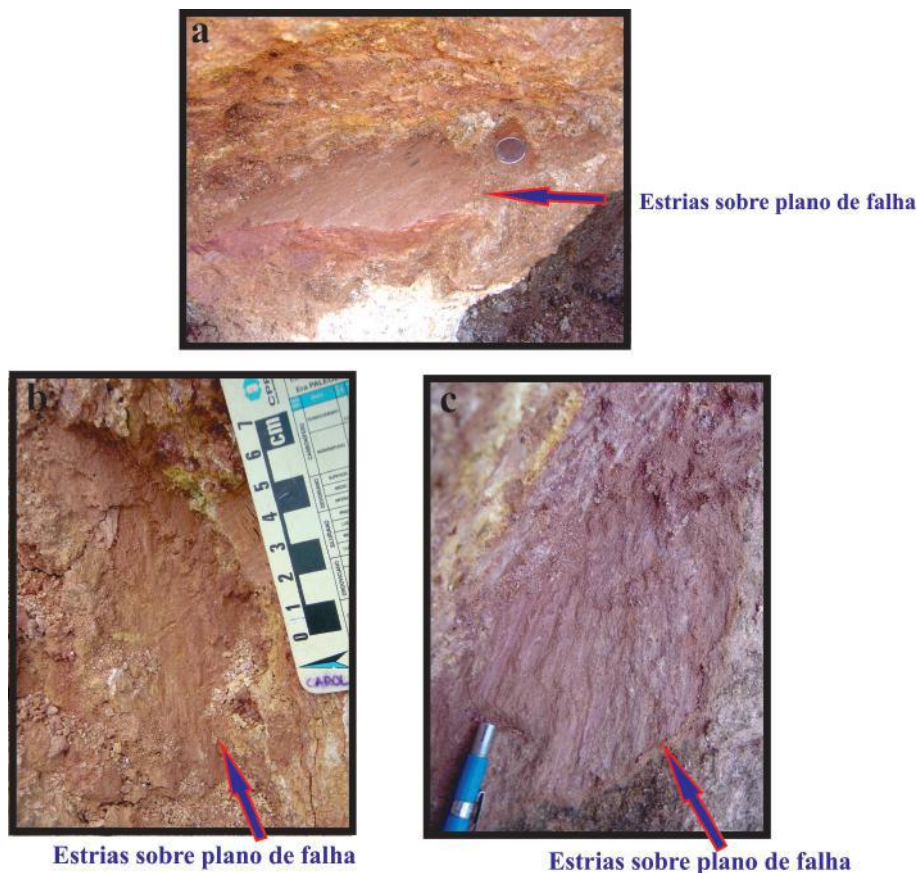


Figura 8 – Estrias sobre plano de falha. (A): plano de falha afetando embasamento alterado (cidade de Colatina-ES). (B) e (C): plano de falha afetando cobertura sedimentar neogênica e embasamento alterado (próximo a Rio Bananal-ES). Fotos: Luiza L Bricalli.

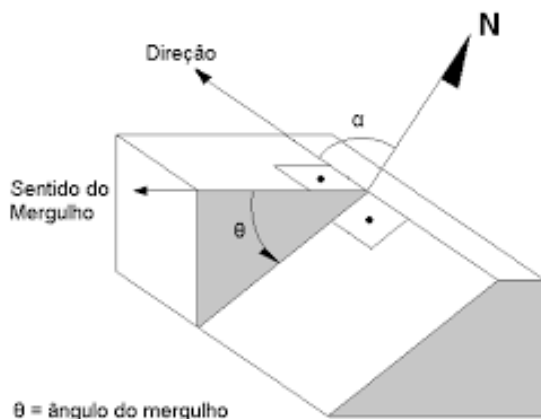


Figura 9 – Definição de orientação espacial em estruturas geológicas planares.
 Fonte: Pinotti e Carneiro (2013), modificado de Magalhães e Cella (1998).

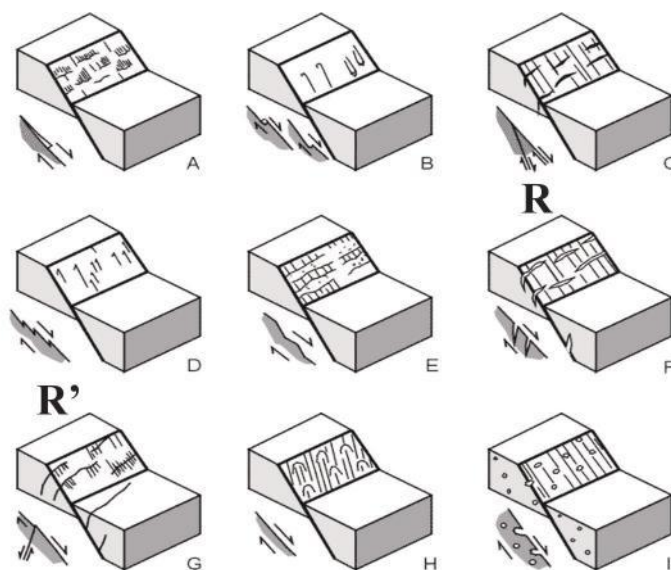


Figura 10 – Critérios para a determinação do sentido do movimento em superfícies de falhas (segundo Angelier, 1994). Os exemplos mostrados são de falhas normais, mas os critérios são válidos independentemente do tipo de movimento ocorrido.
 (A) Degraus de minerais neoformados; (B) marcas de objetos; (C) fraturas de cisalhamento sintéticas (R) ; (D) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'); (E) facetas polidas e rugosas alternadas; (F) tension gashes; (G) picos estilólíticos; (H) marcas parabólicas; e (I) vesículas deformadas em lavas. Fonte: Angelier (1994).

As análises neotectônicas em gabinete buscam a determinação dos campos de esforços geradores dos conjuntos de falhas identificados, considerando teorias referentes à análise de dados estruturais (falhas e estrias), tais como inversão dos dados pareados, a aplicação do método dos diedros retos e determinação de paleotensões a partir de dados pareados (ANGELIER, 1994).

As falhas medidas são classificadas quanto ao tipo (normal, reversa, sinistral ou dextral), orientação e unidade estratigráfica afetada, determinando conjuntos de estruturas que podem ter sido criadas ou reativadas por um dado campo de tensão (distensional, compressional ou transcorrente). As estruturas geradas por esforços tectônicos transcorrentes são agrupadas com base no modelo de Riedel (Figura 11).

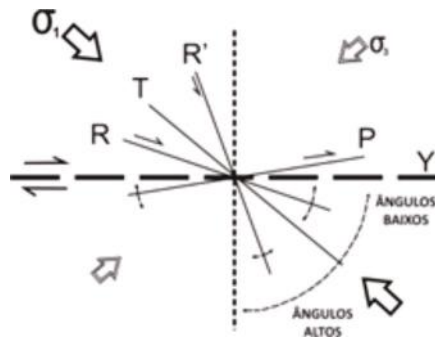


Figura 11 – Terminologia para descrição de elementos de fraturas secundárias elementares em um contexto de cisalhamento simples. σ_1 -eixo de tensão máxima; σ_3 -eixo de tensão mínima; R-falha sintética; R'-falha antitética; T-falha normal; P-falha sintética de baixo ângulo; Y-falha de cisalhamento principal. Fonte: Petit (1987).

Segundo Angelier e Mechler (1977 apud ANGELIER, 1994), para a obtenção das paleotensões responsáveis pela geração ou reativação das falhas, os dados pareados devem ser invertidos, com base no princípio de que as estrias são paralelas ao esforço cisalhante máximo exercido sobre o plano de falha. Com esta finalidade, Angelier e Mechler (1977 apud ANGELIER, 1994) desenvolveram o método dos diedros retos (Figura 12), o qual pressupõe que, para um determinado campo de tensões, as áreas sob distensão correspondem ao diedro em que se situa o eixo de tensões mínimo (s_3), enquanto as áreas compressoriais correspondem ao diedro em que se situa o eixo de tensões máximo (s_1) – Figura 12. Os diedros são delimitados pelo posicionamento de um plano imaginário, denominado auxiliar, ortogonalmente ao plano de falha e à direção das estrias situadas nesse plano. A superposição das áreas de tensão máxima e mínima, em projeção estereográfica, para diversas falhas irá indicar a posição dos eixos de tensões principais.

Admitindo-se que os eixos σ_1 e σ_3 são os mesmos para todas as falhas de um mesmo conjunto gerado sob um determinado regime de esforços, a porção de maior coincidência a todos os diedros em compressão terá maior probabilidade em conter σ_1 , e a porção de maior coincidência a todos os diedros em distensão terá maior probabilidade em conter σ_3 .

Os regimes de esforços são determinados de acordo com o posicionamento dos eixos de tensão no espaço (Figura 13). O regime é distensional quando o eixo de compressão máxima (σ_1) encontra-se na vertical; compressional quando o eixo de compressão mínima (σ_3) encontra-se na vertical; e transcorrente quando o eixo de compressão intermediária (σ_2) está na vertical.

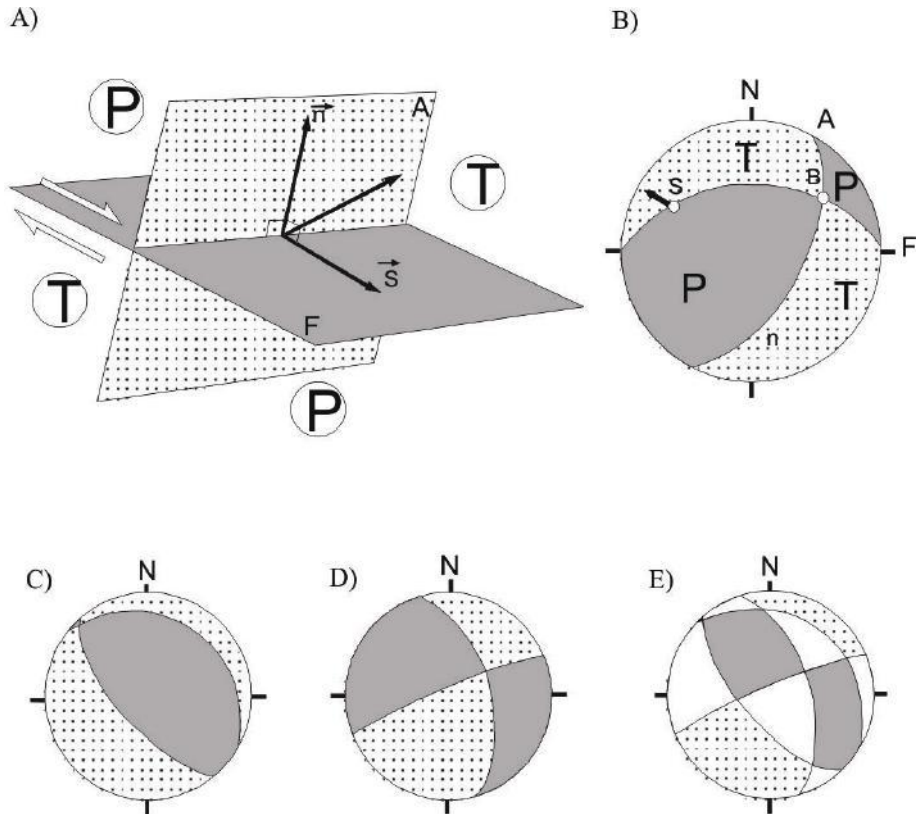


Figura 12 – Método dos diedros retos. (A) Falha (F) e plano auxiliar (A) delimitando diedros compressivos (P) e distensivos (T). A direção e o sentido de movimento da falha estão representados pelo vetor unitário de movimento (s) e (n) representa o vetor unitário ortogonal à falha; (B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a intersecção dos dois, P é o diedro compressivo e T o distensivo. (C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos compressivo e distensivo; (D) Idem à anterior, para uma falha direcional; (E) Superposição das projeções estereográficas das falhas representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos.

Fonte: Salvador (1994).

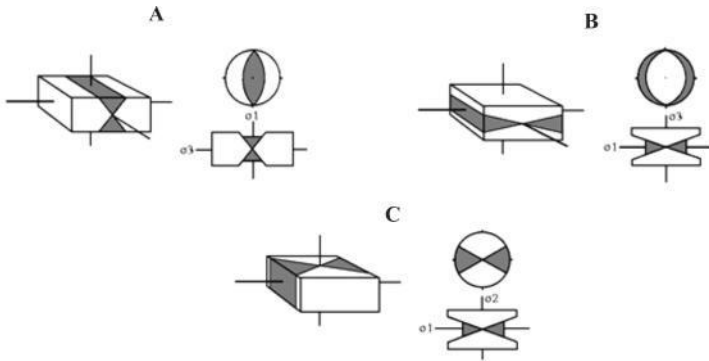


Figura 13 – Regimes de esforços determinados de acordo com o posicionamento dos eixos de tensão no espaço. O regime é distensional quando o eixo de compressão máxima (σ_1) encontra-se na vertical; compressional quando o eixo de compressão mínima (σ_3) encontra-se na vertical; e transcorrente quando o eixo de compressão intermediária (σ_2) está na vertical. (A) regime distensional (falhas normais); (B) compressional (falhas reversas); e (C) direcional (falhas direcionais).

Fonte: Park (1989).

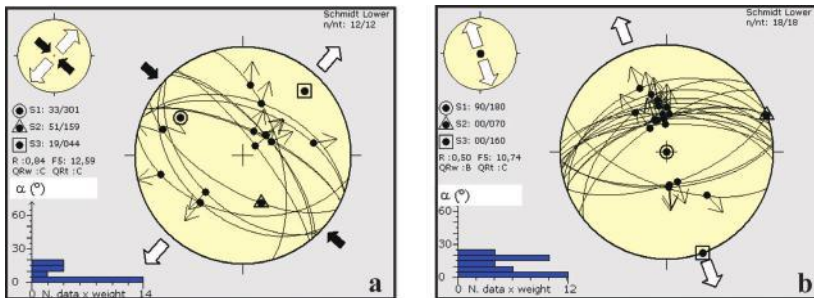


Figura 14 – Pontos ARA-03 e ARA-06 – Projeção estereográfica (Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e o campo de tensão associado a: (A) falhas normais e dextrais NW-SE e sinistras NNW-SSE, geradas por esforços compressivos NW-SE e distensivos NE-SW; (B) falhas normais NE-SW e ENE-WSW e uma sinistral NW-SE, geradas por esforços de distensão NNW-SSE. Simbologia: ● σ_1 – eixo de tensão máxima (σ_1); ▲ σ_2 – eixo de tensão intermediária (σ_2); ■ σ_3 – eixo de tensão mínima (σ_3); α (°) – desvio médio entre as estrias medidas e as calculadas teoricamente; R – razão de esforços, definida por $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_2 - \sigma_1)$; n – número de dados representados; nt – número total de dados; F5 – função minimização para fraturas por tensão; setas brancas – orientação dos campos de tensão distensivos; setas pretas – orientação dos campos de tensão compressivos; fatores de qualidade do tensor: QRw – qualidade dos dados em relação ao mapa internacional de dados estruturais quaternários (Word Stress Map) e QRt – qualidade final do tensor, que dependem do número de dados inseridos, do tipo de dados e do desvio de deslocamento – a faixa de qualidade varia de A (melhor) para E (pior), segundo Delvaux *et al.* (2003).

Fonte: Adaptado de Bricalli (2011).

Em gabinete, cada par falha/estria é representado em estereogramas separados, os quais foram analisados com base no método dos diedros retos. A etapa seguinte consiste na superposição das áreas de compressão e distensão dos estereogramas que apresentavam semelhanças nos resultados após a aplicação deste método. Esta etapa leva em consideração a classificação das estruturas de acordo com suas relações com as unidades geológicas reconhecidas, relações de terminação, superposição e/ou deslocamentos, assim como as relações cinemáticas (representadas, como exemplo, na Figura 14). Desta etapa, resulta a definição dos conjuntos de estruturas geradas em um mesmo campo de paleotensões (Figura 14).

Posteriormente, os conjuntos de pares de falhas e estrias são processados e analisados com o uso do programa gratuito *WINTENSOR* versão 5.8.4 (DELVAUX, 2015), como forma de representar de forma gráfica e testar os campos de paleotensões obtidos, manualmente, na etapa anterior.

Análises Morfotectônicas

Análise, identificação e mapeamento de feições morfotectônicas

Existe na literatura uma certa confusão com os conceitos de morfotectônica e morfoestrutura. A Morfotectônica corresponde a elaboração das formas ou paisagens sob o controle tectônico ativo (SUMMERFIELD, 1986). A maior parte das feições são resultado de movimentos crustais ocorridos durante o Cenozoico (sobretudo final). Já a morfoestrutura, são estruturas passivas, correspondente a formas de relevo desenvolvidas pela dinâmica erosiva, encontradas sob o controle da estrutura geológica subjacente, formadas por erosão diferencial (SUMMERFIELD, 1986).

Uma análise morfotectônica deverá ser realizada com a identificação de feições morfotectônicas em campo e em gabinete, utilizando-se imagens orbitais e/ou sub-orbitais (imagens de satélite, imagens de radar e fotografias aéreas) como identificação prévia e validação em campo e retorno em gabinete para mapeamentos de feições morfotectônicas. As feições identificadas em campo e mapeadas em gabinete devem ser atreladas a dados de estruturas rúpteis (falhas/estrias) coletados em campo. Deverá haver uma correlação da orientação e tipo das estruturas identificadas em afloramentos, tão bem como a correlação com os eventos neotectônicos identificados em campo, através do campo de esforços neotectônicos identificados. Uma análise morfotectônica que não tenha relação com dados de estruturas rúpteis (falhas/estrias) e eventos neotectônicos atrelados, não pode ser considerada uma análise morfotectônica.

Summerfield (1986; 1987; 1991) e Gontijo (1999) apontam como feições morfotectônicas: facetas trapezoidais e triangulares, *shutter ridge*, vales alinhados, vales assimétricos, alvéolos de sedimentação, escarpas de falha, *horsts* e *grabens*, estruturas em dominó, vales lineares, cristas lineares (Figura 15).

Em gabinete, essas feições são mapeadas sobre imagens orbitais e/ou sub-orbitais (imagens de satélite, imagens de radar e fotografias aéreas), com uso de *softwares* de Geoprocessamento, utilizando as tipologias supra citadas. As feições são interpretadas também sobre fotografias digitais, demarcando detalhadamente as feições (Figura 16).

Em campo, são identificadas a partir da identificação de retilinearidades da drenagem e do relevo, assimetrias de vales e da bacia e truncamento de vales com deslocamento de cristas (*shutter ridge*), alvéolos de sedimentação (Figura 15). Em seguida, essas feições são registradas com utilização de máquina fotográfica digital e uso do GPS (*Global Position System*).

Perfil em Varredura e Blocos tectônicos

Perfil em varredura corresponde a um gráfico elaborado sobre uma área – e não linear, como um perfil topográfico – gerado a partir das variáveis altitude e distância, presentes em uma base cartográfica.

A utilização de perfis em varredura é uma técnica cartográfica proposta por Meis et al. (1982) muito útil nas pesquisas de Geomorfologia Tectônica, pois permite a interpretação de blocos tectônicos, uma vez que apresentam altos e baixos topográficos de uma área, pois demonstra o comportamento das variações da altitude do relevo e também a identificação das inclinações dos grandes moldes topográficos (MEIS et al., 1982).

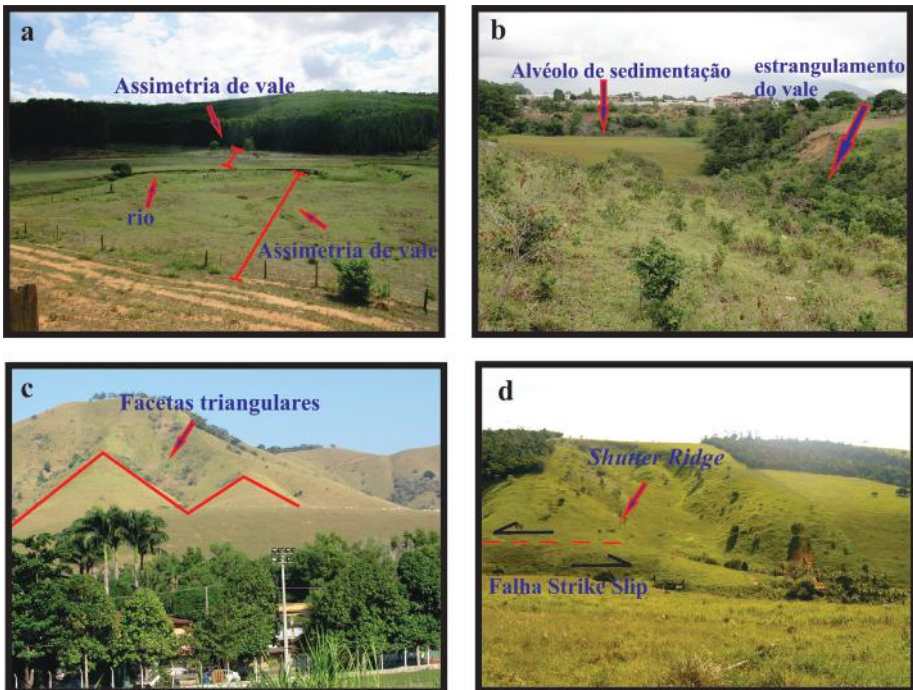


Figura 15 – Feições morfotectônicas identificadas sobre fotografias digitais. (A) vale assimétrico (bacia do rio Barra Seca, norte do Espírito Santo. Foto: Luiza L. Bricalli). (B) Alvéolo de sedimentação e vale estrangulado (bacia do rio Juara, centro do Espírito Santo. Foto: Luiza L. Bricalli). (C) Facetas triangulares (Cidade de Viana, Grande Vitória, centro do Espírito Santo). (D) Shutter Ridge ao longo de uma falha *strike slip* (movimentação sinistral). (norte do Espírito Santo).

Fotos: Luiza L. Bricalli.



Figura 16 – Feições morfotectônicas identificadas sobre Ortofotos Digitais na bacia do rio Piraquêaçu (Espírito Santo, sudeste do Brasil). (A) Vale seco, originado por captura fluvial. (B) Faceta triangular.

Fonte: Adaptado de Busato (2014).

O perfil em varredura demonstra ser uma ferramenta essencial para a interpretação do relevo, especialmente no que se refere a relevos controlados tectonicamente, uma vez que permite identificar blocos tectônicos, tais como *horsts* e *grabens*, feições morfotectônicas importantes para o entendimento de eventos neotectônicos, responsáveis também pelo controle na rede de drenagem e na paisagem de uma determinada área.

O perfil em varredura é elaborado sobre uma base cartográfica que deve possuir pontos cotados e valores das curvas de nível mais altas, na ausência dos pontos cotados. Segundo essa metodologia, o perfil tem que ser elaborado perpendicularmente à estruturação do relevo e da drenagem, na largura de 20 cm para as escalas 1:50.000 e devem ser extraídos todos os pontos cotados e os topos de morros que não possuem pontos cotados em papel vegetal milimetrado (MEIS et al., 1982). Na sequência, os valores de altitudes das áreas altas são analisados no *software* Excel®, onde é elaborado um gráfico em dispersão, apresentando a altitude dos topos e pontos cotados e a distância da carta topográfica, respeitando-se a escala de 1:50.000. Por fim, são interpretados os blocos tectônicos no perfil, utilizando-se *softwares* de edição de imagens (Figura 17).

Análise Hipsométrica

O mapa hipsométrico (Figura 18) é um mapa temático de extrema importância para estudos em geomorfologia tectônica, uma vez que esse tipo de mapa identifica blocos altos e baixos, que podem ter uma gênese morfoestrutural ou morfotectônica. Somente com a correlação dos dados estruturais coletados em campo, consegue-se distinguir se as áreas altas e baixas são de origem tectônica (morfotectônica) ou geradas por erosão diferencial (morfoestrutural), devido às diferenças litológicas das rochas.

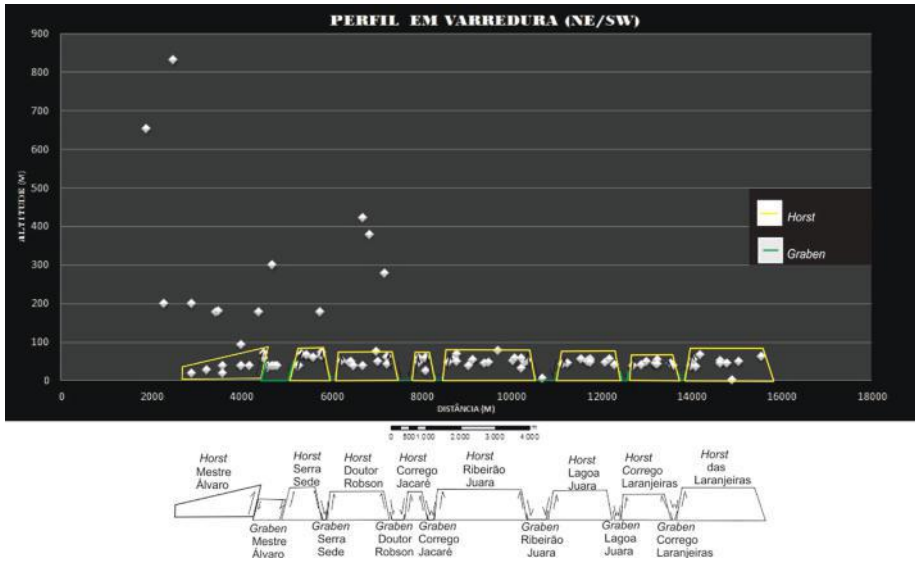


Figura 17 – Perfil em varredura da bacia do Juara (Serra-ES, Sudeste do Brasil), mostrando áreas de *grabens* e *horsts*.

Fonte: Lopes e Bricalli (2016)

Este mapa pode ser elaborado a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDE) – *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* (Figura 18) ou através da geração de um TIN (*Triangulated Irregular Network*) a partir da curvas de nível. Sugere-se gerar um sombreamento no relevo a partir da aplicação de iluminação artificial (*hillshade*) com intuito de destacar a textura na imagem, com a preocupação de melhor representação do relevo na área (Figura 18), pois essa técnica facilita a análise das feições geomorfológicas e contribui para evidenciar os fundos de vale e topos de morro em uma perspectiva tridimensional. Após essa etapa, a área é classificada em classes de altitude distintas. A distância determinada entre as classes é estabelecida com o objetivo de destacar a amplitude do relevo nas áreas com maior e menor elevação, além de tentar compatibilizar as altitudes com as litologias na área.

Análise da Rede de Drenagem

Assimetria de Bacia Hidrográfica e sua Origem Tectônica

Segundo Cox (1994), Assimetria de Bacia é um tipo de anomalia associada ao Padrão de Drenagem da Bacia Hidrográfica em que é percebida a diferença no comprimento nos tributários de cada lado do canal coletor. Essa apresentação assimétrica dos canais de drenagem normalmente indica alto grau de controle da drenagem por mergulho das camadas. A linha do canal coletor tende a indicar o traçado do acamamento, de forma que o sistema assimétrico indica a grande possibilidade de basculamento do terreno (Figura 19) – Bezerra (2003) e Lima (2002).

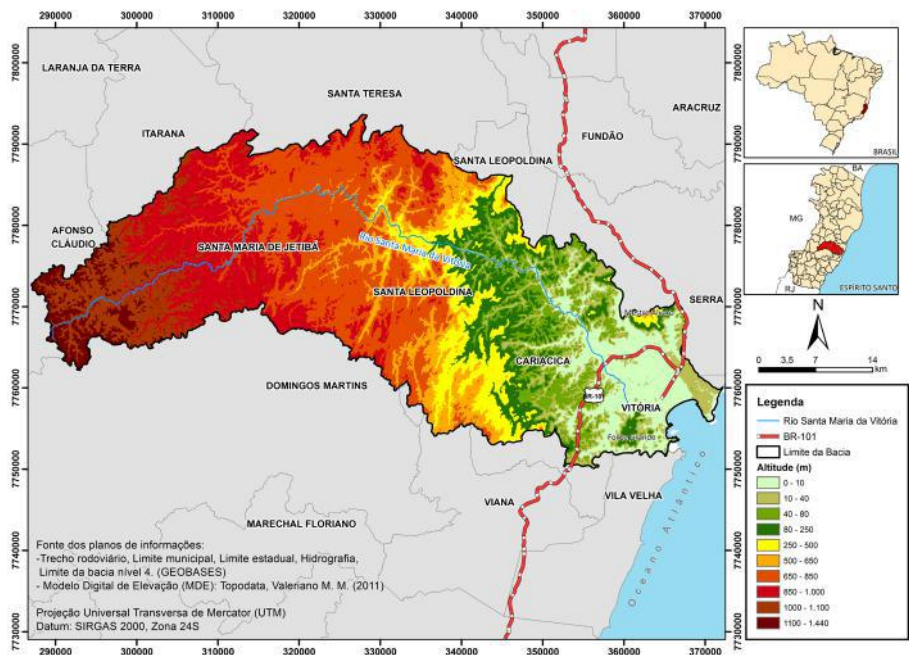


Figura 18 – Exemplo de mapa hipsométrico, mostrando áreas altas e baixas ao longo da bacia do rio Santa Maria da Vitória (Espírito Santo, Sudeste do Brasil).
 Fonte: COSTA e BRICALLI (2015).

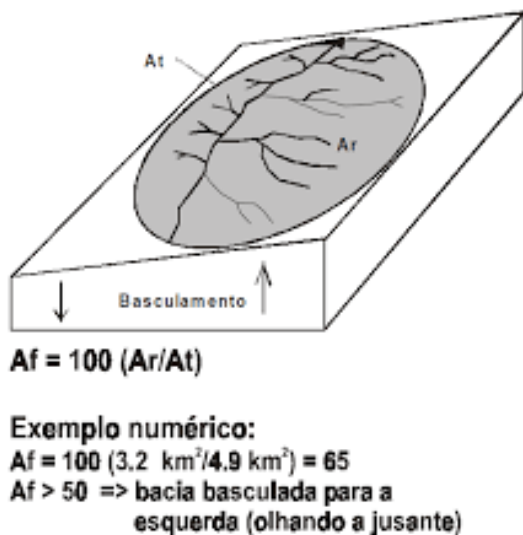


Figura 19 – Bacia assimétrica, mostrando basculamento da bacia.
 Fonte: Modificado de Salamuni et. al (2004). In: Hare e Gardner (1985)

Os cálculos de assimetria de bacia de drenagem são elaborados segundo o cálculo do *Fator de Simetria Topográfica Transversa*, segundo a metodologia de Cox (1994) (Figura 20) que quantifica o deslocamento de canais devido a causas tectônicas. Para isso, calcula-se a *simetria topográfica transversal* (T) de um segmento de uma bacia de drenagem. Esse cálculo é feito segundo a fórmula: $T = Da/Dd$, onde: T = Fator de assimetria; Da = distância entre linha média ideal da bacia e o canal (Da); Dd = distância entre a linha média ideal da bacia e divisor da mesma (Dd). Segundo essa técnica, quanto mais próximo de 1 for o Fator de Simetria Topográfica Transversa (T), maior é a assimetria de uma bacia e maior é a influência tectônica.



Figura 20 – Representação de uma bacia de drenagem com os elementos para mensuração da magnitude da assimetria da bacia de drenagem segundo Cox (1994). Da : distância do canal principal a linha média da bacia;

Dd : distância do divisor a linha média da bacia.

Fonte: adaptado de Cox (1994), in: Ribeiro (2010).

Padrões de Drenagem Controlados Tectonicamente

Howard (1967) explica que os principais controles de padrão de drenagem são feitos por estruturas regionais. De maneira geral, expõe que os padrões de drenagem estão associados a controles estruturais, litológicos ou aleatórios. O autor propõe os tipos de padrões existentes e assinala os que possuem forte controle tectônico, controle estrutural e sem controle tectônico ou estrutural. Os padrões que apresentam forte controle tectônico são: paralelo, subparalelo, retangular, angular, treliça (treliça, treliça direcional, treliça recurvada, treliça em falha, treliça em junta), contorcido, palimpsesto (Figura 21).

Para análise dos padrões de drenagem controlados tectonicamente são realizados mapeamentos de Padrões de Drenagem sobre uma base hidrográfica, com escala adequada ao objetivo do trabalho. Para identificação e classificação dos padrões de drenagem com controle tectônico e estrutural utiliza-se os padrões de drenagem considerados por Howard (1967), Lima (2002), Bezerra (2003) e Schumm et al. (2000). São eles: paralelo, subparalelo, retangular, angular, treliça (treliça, treliça direcional, treliça recurvada, treliça em falha, treliça em junta), contorcido, palimpsesto, radial e anular (Figura 21).

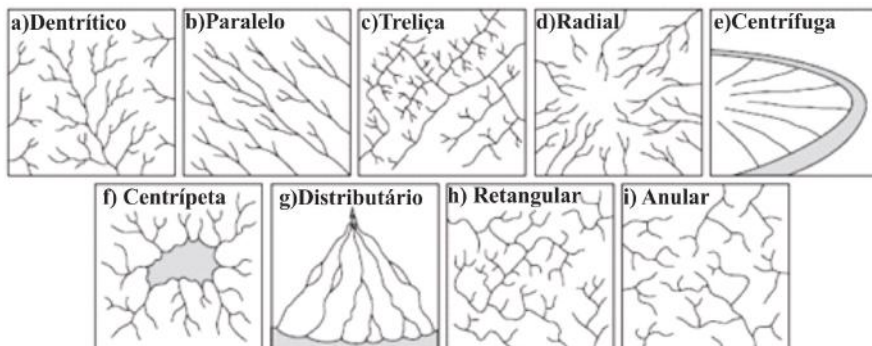


Figura 21 – Padrões de drenagem que apresentam forte controle tectônico: b (paralelo), c (treliça), d (radial), h (retangular), i (anular).

Fonte: Adaptado de Huggett (2007).

Anomalias de Drenagem Relacionadas a Movimentação Tectônica

Howard (1967) define anomalia de drenagem como sendo um desvio local a partir de uma via de drenagem e/ou fluxo regional que pode acontecer sob influência estrutural ou topográfica. As Anomalias de Drenagem, segundo Bezerra (2003) ocorrem quando há uma disposição distintamente estruturada em lados homólogos do curso d'água. A drenagem é disposta de forma irregular estruturada em duas direções, sendo interpretadas como estreitas faixas de faturamento nas rochas expostas, refletindo falhas em profundidade.

Em gabinete as anomalias de drenagem são classificadas segundo os trabalhos de Howard (1967), Summerfield (1991), Bishop (1995), Lima (2002), Bezerra (2003), Schumm et al. (2000) que estabelecem como anomalias de drenagens: cotovelos de drenagem; captura fluvial; curva anômala; mudança brusca do padrão do canal; drenagem colinear; trecho retilínea de drenagem; curvatura contrária; forte paralelismo de drenagem retilínea; migração lateral com vale assimétrico; linha de drenagem colinear com divisor plano em forma de vale; vale assimétrico; provável migração lateral; simetria geométrica; estrangulamento da bacia; drenagem muito retilínea sobre provável fratura e; meandro local (Quadro 1).

Em seguida, são realizados trabalhos de campo para verificação e confirmação das principais anomalias de drenagem. Com pontos de coordenadas geográficas previamente eleitos sobre as anomalias verificadas na base cartográfica digital de rede de drenagem, são registradas as principais anomalias da bacia. E, ao final, é elaborado um mapa de anomalias através de uma classificação realizada sobre a rede hidrográfica com uso de ferramentas de edição de *softwares* de geoprocessamento.




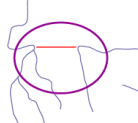
Orientação da Rede de Drenagem e a Relação com as Estruturas Geológicas

A análise da orientação da rede de drenagem é uma ferramenta muito importante, pois demonstra as principais orientações da rede e drenagem que, correlacionado



com outras variáveis, tais como lineamentos ou localização das anomalias de drenagem, corroboram uma análise neotectônica e morfotectônica confiável, já que a rede de drenagem é um indicador particularmente sensível de movimentações neotectônicas (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1986; SUMMERFIELD, 1987; BISHOP, 1995; COX, 1994; KELLER; PINTER, 1996; HOLBROOK e SCHUMM, 1999).

Quadro 1 – Tipos de anomalias, definição e controle tectônico.

Autoria: Luiza Leonardi Bricalli e Cirila Busato

Tipo de Anomalia	Descrição	Tipo de Controle	Autor	Esquema em Planta
Inflexão abrupta – Cotovelo de drenagem	Inflexões abruptas do canal de drenagem, apresentando inflexões de até 90°.	Controle tectônico	Howard (1967) Schumm et al. (2000)	
Simetria geométrica	Feições de rios diferentes assumem concomitantemente traçado de forma geométrica.	Controle tectônico e estrutural	Proposta: Cirila Busato e Luiza Leonardi Bricalli	
Forte paralelismo com drenagem retilínea	Drenagens com feição retilínea ocorrem paralelamente entre si.	Controle tectônico	Bezerra (2003) (alinhamento da drenagem)	
Captura fluvial	Ocorre quando um canal erode mais agressivamente que o adjacente, capturando sua descarga por interceptação.	Controle tectônico	Schumm et al. (2000) Summerfield (1991) Bishop (1995)	

(continua)

Tipo de Anomalia	Descrição	Tipo de Controle	Autor	Esquema em Planta
Assimetria de bacia	Presença de capturas, anarquia de rios e rios sem proporção. Distinção com relação ao comprimento dos seus afluentes. Rio principal deslocado do eixo central da bacia, ocasionado por basculamento de blocos tectônicos.	Controle tectônico	Howard (1967) Cox (1994) Lima (2002)	
Estrangulamento de vale	Ocorre o estreitamento em determinados pontos da bacia de drenagem em relação à distância predominante entre seus divisores.	Controle tectônico	Autoria Proposta: Ciria Busato e Luiza Leonardi Bricalli	
Alvéolos de sedimentação	Sucessão de estreitamento de vale e alargamento da planície de drenagem.	Controle Tectônico	Bezerra (2003)	

Para elaboração da orientação da rede de drenagem é necessário uma base hidrográfica, onde os lineamentos serão traçados sobre os cursos d'água, segundo a metodologia de Jarvis (1976) e, em seguida, calculados o azimute e orientação da drenagem através de um diagrama de rosetas que poderá ser elaborado em algum programa específico para esse fim (Figura 22).

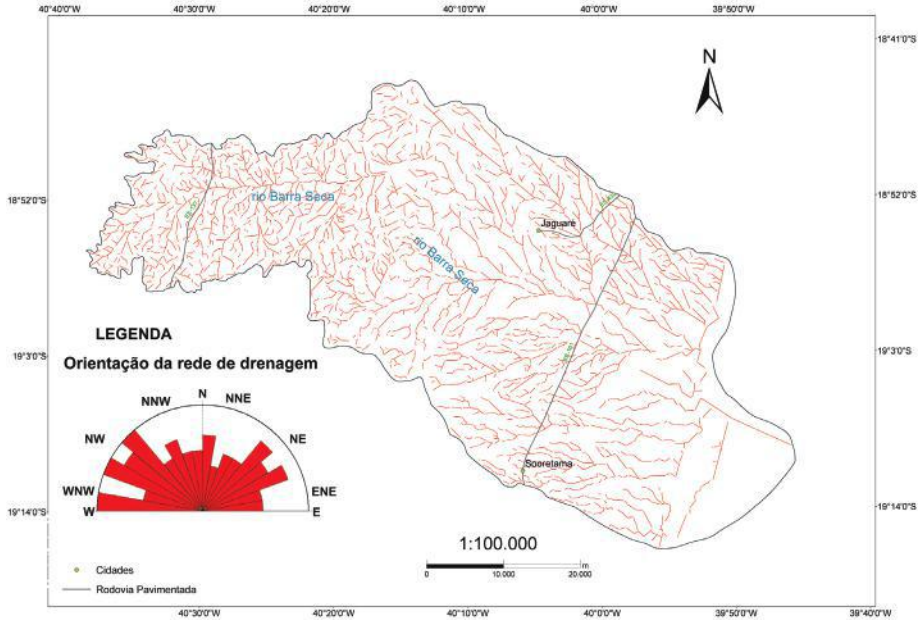


Figura 22 – Orientação da rede de drenagem da bacia do rio Barra Seca (Norte do estado do Espírito Santo, Sudeste do Brasil).

Análise de Knickpoints

Knickpoints são secções subitamente íngremes no perfil longitudinal de um curso de água, vulgarmente, também denominado por ruptura de declive (GOUDIE, 2004) (Figura 23). Representa um desnível de base e pode ser causado por processos tectônicos, climáticos e geológicos, entre outros, conforme estudos de Harbor et al. (2005) e Crosby e Whipple (2006) e podem coincidir com uma estrutura tectônica ou neotectônica de uma área. A identificação dos mesmos em gabinete sobre uma base cartográfica é importante previamente aos trabalhos de campo.

Para mapeamentos dos *knickpoints* necessita-se de dados de elevação e da drenagem da área, que podem ser extraídos de um Modelo Digital de Elevação (MDE) e processados em *softwares* específicos de geoprocessamento. Em seguida, são elaborados perfis longitudinais, os quais são suavizados e quantificado o desvio de um perfil previsto para um dado canal ideal da área. Em seguida é realizada uma plotagem das áreas anômalas (convexas) nos perfis longitudinais dos canais. Com a visualização dessas áreas em mapas é possível a correlação com dados geomorfológicos e estruturais disponíveis.

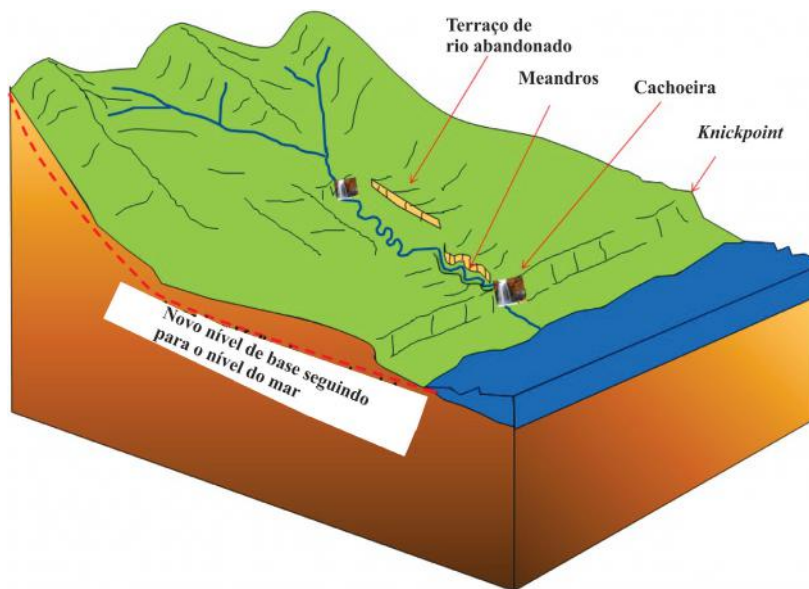


Figura 23 – Bloco diagrama mostrando knickpoint, atrelado a mudança de nível de base. Fonte: http://www.coolgeography.co.uk/A-level/AQA/Year%2012/Rivers_Floods/Rejuvenation/Rejuvenation.htm. Acesso em: 15 jun. 2016.

Considerações Finais

Essa pesquisa demonstrou o uso de diferentes metodologias para pesquisa em Geomorfologia Tectônica. A escolha e/ou aplicação de uma em detrimento de outra ou a integração delas está relacionado ao objetivo do trabalho.

A preocupação central desse artigo é demonstrar que não se realizou pesquisa em Geomorfologia Tectônica dissociada da Neotectônica, uma vez que a Geomorfologia Tectônica preocupa-se em estudar as feições morfotectônicas, as quais se atêm apenas a feições geomorfológicas resultantes da neotectônica, pois as feições derivadas de ação tectônica antiga apresentam variação de suas características devido à erosão sofrida no decorrer do tempo geológico (BLOOM, 1991), não sendo mais possível identificar com clareza a influência tectônica em sua gênese. As análises neotectônicas para entendimento da origem do relevo necessitam de uma análise sistemática das estruturas geológicas rúpteis (pares falha/estria) para demonstrar a relação entre as estruturas e eventos tectônicos com as feições morfotectônicas. Além disso, há um forte condicionamento exercido por estruturas neotectônicas no relevo e na rede de drenagem comprovados em diversos estudos sobre o tema (SUMMERFIELD, 1986; SUMMERFIELD, 1987; SCHUMM et. al, 2000; MELLO, 19997; HATUSHIKA et. al, 2005; BRICALLI e MELLO, 2009; BRICALLI, 2011; BUSATO, 2014; SOUZA, 2015).

Muitas pesquisas de diferentes autores integrando as metodologias mencionadas nesse artigo foram imprescindíveis para a confirmação da importância dos mecanismos

neotectônicos na estruturação da margem continental brasileira (HASUI, 1990; SAADI, 1993; MELLO, 1997; BEZERRA et al., 2001; FERRARI, 2001; RICCOMINI et al., 2004; BRICALLI, 2011).

Referências Bibliográficas

ALBUQUERQUE, A. P. B. *Tectônica deformadora cenozoica na bacia sedimentar de Resende (Rift continental do Sudeste do Brasil)*. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2004.

ANGELIER, J. From Orientation to Magnitudes in Paleostress Determinations Using Fault Slip Data. *J. Struct. Geol.*, n. 11, p. 37-50, 1989.

_____. Fault Slip Analysis and Paleostress Reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (E d.). *Continental Deformation*. 1st ed., Oxford: Pergamon Press, p. 53-100, 1994.

ASSUMPTÃO, M. The Regional Stress Field in South America. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 11889-11903, 1992.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary Fault Control of Sedimentation and Coastal Plain Morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 14, p. 61-75, 2001.

_____; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene Tectonic-Geomorphological Development Within a Passive Margin — the Cariatá Trough, Northeastern Brazil. *Geomorphology*, p. 1-28, 2007.

_____; ROSSETTI, D. F.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E.; NEVES, B. B.; BALSAMO, F.; NOGUEIRA, F. C. C.; DANTAS, E. L.; ANDRADES FILHO, C.; GÓES, A. M. Neotectonic Reactivation of Shear Zones and Implications for Faulting Style and Geometry in the Continental Margin of NE Brazil. *Tectonophysics*, v. 614, p. 78-90, 2014.

BEZERRA, P. E. L. *Análise estrutural da drenagem*. IBGE: Belém, 2003.

BISHOP, P. Drainage Rearrangement by River Capture, Beheadind and Diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BLENKNSOP, T. G. *Fractals and Dynamic Systems in Geoscience*. Basel, Suíça: Birkhauser. 1986.

BLOOM, A. L. *Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms*. New Jersey: Prentice Hall, 1991.

BRICALLI, L. L.; MELLO, C. L.; CIANFARRA, P.; SALVINI, F. Tectonic Implications from Manual and Semi-Automatic Analyses of Lineament Patterns in the Espírito Santo State

(Southeastern Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 2014, Salvador. *Anais*. Salvador, 2014.

BRICALLI, L. L. *Padrões de lineamentos e fraturamento neotectônico no estado do Espírito Santo (sudeste do Brasil)*. Tese (Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

BURBANK, D. W., ANDERSON, R. A. *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Blackwell Science, 2001.

BUSATO, C. *Landforms tectônicos e controle neotectônico na rede de drenagem da bacia do rio Piraquê-Açu (Espírito Santo-Sudeste do Brasil)*. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geografia) — Universidade Federal do Espírito Santo, 2014.

CIANFARRA, P.; SALVINI, F. Ice Cap Surface Lineaments in the Vostok-Dome C Area, East Antarctica. What Are They Telling Us on the East Antarctica Craton Tectonics? *Terra Antarctica Reports*, n. 14, p. 203-208, 2008.

COBLENTZ, D. D.; RICHARDSON, R. M. Analysis of the South American Intraplate Stress Field. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 8643-8657, 1996.

COX, R. T. Analysis of Drainage-Basin Symmetry as a Rapid Technique to Identify Areas of Possible Quaternary Tilt Block Tectonics: as Example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of América Bulletin*, n. 106, p. 571-581, 1994.

CROSBY, T. B.; WHIPPLE, K. X. 2006. Knickpoint Initiation and Distribution within Fluvial Networks: 236 Waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand, 2006. *Geomorphology*, v. 82, n. 1-2, p. 16-38, 2006.

DAVIS, W. The Geographical Cycle. *Geogr. Journ*, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DELVAUX, D. Win-Tensor. Version 5.8.4. 2015. Disponível em: <<http://users.skynet.be/damien.delvaux/tensor/tensor-index.html>>. Acesso em: 14 maio 2016.

DOORNKAMP, P. J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society*, v. 143, p. 335-342, 1986.

FERRARI, A. L. *Evolução tectônica do Graben da Guanabara*. Tese (Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 2001.

FUNICIELLO, R.; PAROTTO, M.; SALVINI, F.; LOCARDI, E.; WISE, D. U. Correlazioni tra lineazioni rilevate con il metodo "Shadow" e assetto tettonico nell'area vulcanica del Lazio. *Bollettino di Geodesia e Scienze*, p. 451-470, 1977.

GONTIJO, A. H. F. *Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. (Tese (Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Unesp/Rio Claro, 1999.

GOUDIE, A. S. *Encyclopedia of Geomorphology*. v. 1. Londres e Nova York: Routledge, 2004, p. 595.

HANCOCK, P. L.; WILLIAMS, G. D. Neotectonics. *Journal of the Geological Society*, v. 143, p. 325-326, 1986.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/MG, WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. *Anais*. 1, Belo Horizonte, Boletim SBG/MG, 11:11-31, 1990.

HATUSHIKA, R. S.; MELLO, C.L.; SILVA, C. G Evidências de atuação neotectônica na formação do lago Juparanã-Linhares (ES). In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 10, Guarapari, 2005. *Anais*. Guarapari: X ABEQUA (ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO), 2005. *Resumos expandidos*.

HARBOR D.; BACASTOW A.; HEATH A.; ROGERS J. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, v. 28, p. 23-36, 2005.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism Along Converging Plate Margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J. T. (Eds.) *Tectonic Geomorphology*. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1984.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Análise Morfométrica em Neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 20, n. 1/2, p. 5-19, 1999.

_____; _____. MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.

HIRUMA, S.T. *Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina*. Tese (Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2007.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S.A. Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a Tool for Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation in Modern and Ancient Settings. *Tectonophysics*, n. 305, p. 287-306, 1999.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologie Bulletin*, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

HUGGETT, R. J. *Fundamentals of Geomorphology*. 2 ed. Londres e Nova York: Routledge, 2007

_____. *Fundamentals of Geomorphology*. 3 ed. Londres e Nova York: Routledge. 2011.

JARVIS, R. S. Stream orientation structures in drainage networks. *The Journal of Geology*, v. 84, n. 5, p. 563-582, 1976.

KELLER, E. A.; PINTER, N. *Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 1996.

LIMA, M. I. C. *Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico*. Belém, 2002. CD-ROM.

LOPES, A. P. G; BRICALLI, L. L. Aplicação da técnica de perfil em varredura para análise neotectônica da Bacia do Rio Juara (Serra-ES-Sudeste do Brasil). In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA (SINAGEO). *Anais*. Maringá, Paraná.

MAGALHÃES F. S.; CELLA, P. R.C. Estrutura dos maciços rochosos. In: Oliveira, A. M. S; Brito S. N. A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, p. 39-55, 1998.

MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. H. G.; FERNANDES, N. F. Desnívelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. Salvador. *Anais*. Salvador: SBG. 4:1489-1509.

MELLO, C. L. *Sedimentação e tectônica cenozoica no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas aplicações na evolução de um sistema de lagos*. Tese (Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1997.

MIRANDA, D. J. *Tensões e fraturamento neotectônico na área emersa da bacia do Espírito Santo*. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C; HIRUMA, S. T; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a High Plateau on the Northwestern Flank of the Continental Rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology*, n. 43, p. 257-271, 2002.

MÖRNER, N. A. (Ed.) Paleoseismicity and neotectonics. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, n. 12, 104p, 1989.

NOGUEIRA, F. C. C; BEZERRA, F. H. R; CASTRO, D. L. deformação rúptil em depósitos da formação barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, v. 6, n. 2, p. 51-61, 2006.

PARK, R. G. *Foundations of Structural Geology*. 2 ed. Nova York: Chapman & Hall, 1989.

PAVLIDES, S. B. Looking for a Definition of Neotectonics. *Terra Nova*, v. 1, n. 3, p. 233-235, 1989.

PENCK, W. *Morphological Analysis of Landforms*. Londres: McMillan, 1953.

PETIT, J. P. Criteria for the Sense of Movement on Fault Surfaces in Brittle Rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 9, n. 5/6, p. 597-608, 1987.

PINOTTI, A. M.; CARNEIRO, DAL RÉ, C. Geologia estrutural na previsão e contenção de queda de blocos em encostas: aplicação no Granito Santos, SP. *Terra e Didática*, n. 9-2, p. 132-168, 2013.

RIBEIRO, C. S. *Influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da formação barreiras entre o rio Paraíba do Sul (RJ) e o rio Doce (ES)*. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2010.

RICCOMINI, C. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 1989.

_____; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, n. 3), p. 221-225, 1999.

_____; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Orgs.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004, p. 383-405.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SALAMUNI, E; EBERT, H. D; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SALVADOR, E. D. *Análise neotectônica da região do vale do rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo, 1994.

_____; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *R. Bras. Geoc.*, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SANSON, M. S. R. *Sistemas deposicionais aluviais e tectônica rúptil cenozoica na região de Volta Redonda (RJ) — rift continental do Sudeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio de Janeiro, 2006.

SARGES, R. R. *Morfologia de Lagos da Região do Médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua Relação com a tectônica quaternária*. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2002.

SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. In: WALLACE, R. E. (Ed.) *Active Tectonics*. National Academy Press, 1986, p. 80-94.

SCHUMM, S.A; DUMONT, F.J; HOLDBROOK, J.M. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. New York: Cambridge University Press. 2000.

[SID™ versão 3.158]. SID. Disponível em: no *Laboratorio di Geodinamica Quantitativa e Telerilevamento (GeoQute) do Dipartimento di Scienze Geologiche da Università Degli Studi Di Roma Tre (UNIROMA-TRE)*. 2009.

SILVA, T. P. *Neotectônica na região da Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul e areas adjacentes*. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2006.

SOUZA, B. S. *Caracterização geológica e geomorfológica da bacia do Juara (Espírito Santo-Sudeste do Brasil)*. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geografia) — Universidade Federal do Espírito Santo, 2015.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives. *Prog. in Phys. Geog.*, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

_____. Neotectonics and Landform Genesis. *Prog. in Phys. Geog.*, v. 11, p. 384-397, 1987.

_____. *Global Geomorphology*. New York: Longman Scientific & Technical, 1991.

TRIFONOV, V. G. An Overview of Neotectonics Studies. *International Geology Review*, v. 31, p. 111-160, 1989.

WISE D. U.; FUNICIELLO, R.; PAROTTO, M.; SALVINI F. Topographic Lineament Swarms: Clues to their Origin from Domain Analysis of Italy. *Geological Society of America Bull*, n. 96, p. 952-967, 1985.

Recebido em: 15/6/2016

Aceito em: 19/06/2016