

GEOLOGIA DO BRASIL

Organizadores:

Yociteru Hasui

Celso Dal Ré Carneiro

Fernando F. M. de Almeida

Andrea Bartorelli

Patrocínio:



.BeCa

AS ESFERAS TERRESTRES SE RECICLAM: O CICLO DAS ROCHAS

Celso Dal Ré Carneiro

A TERRA É AZUL... E MUITO ATIVA

Os átomos que compõem nossos corpos não foram criados, evidentemente, quando fomos concebidos, mas pouco tempo depois do nascimento do próprio Universo. (...) Durante os primeiros milhões de anos de expansão após o Big Bang, o Universo se resfriou desde 100 bilhões de graus Kelvin (...) até cerca de 3.000 K, o ponto no qual um simples elétron e um próton poderiam se juntar para criar hidrogênio, o mais simples e abundante elemento do Universo. O hidrogênio coalesceu para formar supernovas (...). Sob a força pura da gravidade os núcleos de supernovas tornaram-se tão quentes que reações termonucleares desencadearam-se, criando, a partir de hidrogênio e várias partículas subatômicas dispersas, todos os elementos mais pesados do Universo que conhecemos hoje. A riqueza de hidrogênio permanece ainda em nossos corpos ± nós contemos mais átomos de hidrogênio do que qualquer outro tipo ± primariamente em água. Nossos corpos de hidrogênio espelham um Universo de hidrogênio

(Margulis e Sagan 1986)

No primeiro voo tripulado em órbita da Terra, o cosmonauta soviético Yuri A. Gagarin, ao olhar o planeta do espaço, em abril de 1961, exclamou: “A Terra é azul!”. Nem sempre nos atentamos para o significado dessa observação pioneira, feita há pouco mais de 50 anos. Recebemos hoje com naturalidade as incontáveis imagens orbitais, que nos oferecem, a qualquer hora, detalhes impressionantes e magníficos da Terra (Fig. 1).

Que transformações ocorreram quando o homem pôde ver a Terra toda? A mudança de perspectiva foi radical. Até aquele momento, o homem somente observara a Terra a partir do chão, do alto de montanhas ou, na melhor das hipóteses, de aviões. São alternativas muito distantes da escala de observação feita por Gagarin. Passou-se

do acesso a observações fragmentadas da morfologia do planeta, como cordilheiras de montanhas ou deltas de grandes rios, para a visão dos componentes de um complexo e integrado sistema. Modernos aparatos de observação revelam que, em graus variáveis, as esferas materiais do planeta participam de múltiplas interações: atmosfera, hidrosfera, litosfera, manto, núcleo e biosfera. O sistema evolui ao longo de uma história de 4,5 bilhões de anos. Nos últimos milhares de anos, uma novo personagem, muito ativa, somou-se a tais agentes: a humanidade, que compõe a chamada esfera humana ou social.

Mudanças cíclicas acontecem permanentemente na Terra, por meio de transformações lentas ou rápidas. As rochas não podem ser consideradas eternas, porque são afetadas por diversos graus de reciclagem, assim como todos os minerais que as constituem e os demais objetos encontrados na Terra. As escalas de tempo das mudanças são extremamente variáveis.

A imagem de um planeta composto por terras emersas (continentes) separadas por oceanos e mares tornou-se insuficiente para interpretar a realidade, de modo que devemos, hoje, “olhar” para a Terra como um sistema integrado. É imprescindível considerar a história geológica do planeta para entender a complexidade e as interações dos processos naturais e humanos e antever possíveis consequências. Os ciclos das rochas e dos supercontinentes fazem parte desse contexto dinâmico; são transformações, mais rápidas ou mais lentas, que interferem nos demais ciclos naturais e determinam alterações nos ciclos evolutivos de montanhas e oceanos. O estudo das modificações da matéria do reino mineral permite realizar previsões de acontecimentos futuros em relação à agricultura, ao solo, ao clima, aos oceanos, e à disponibilidade de recursos minerais. Ilustraremos neste capítulo alguns aspectos fundamentais dessa intrincada cadeia de interações.

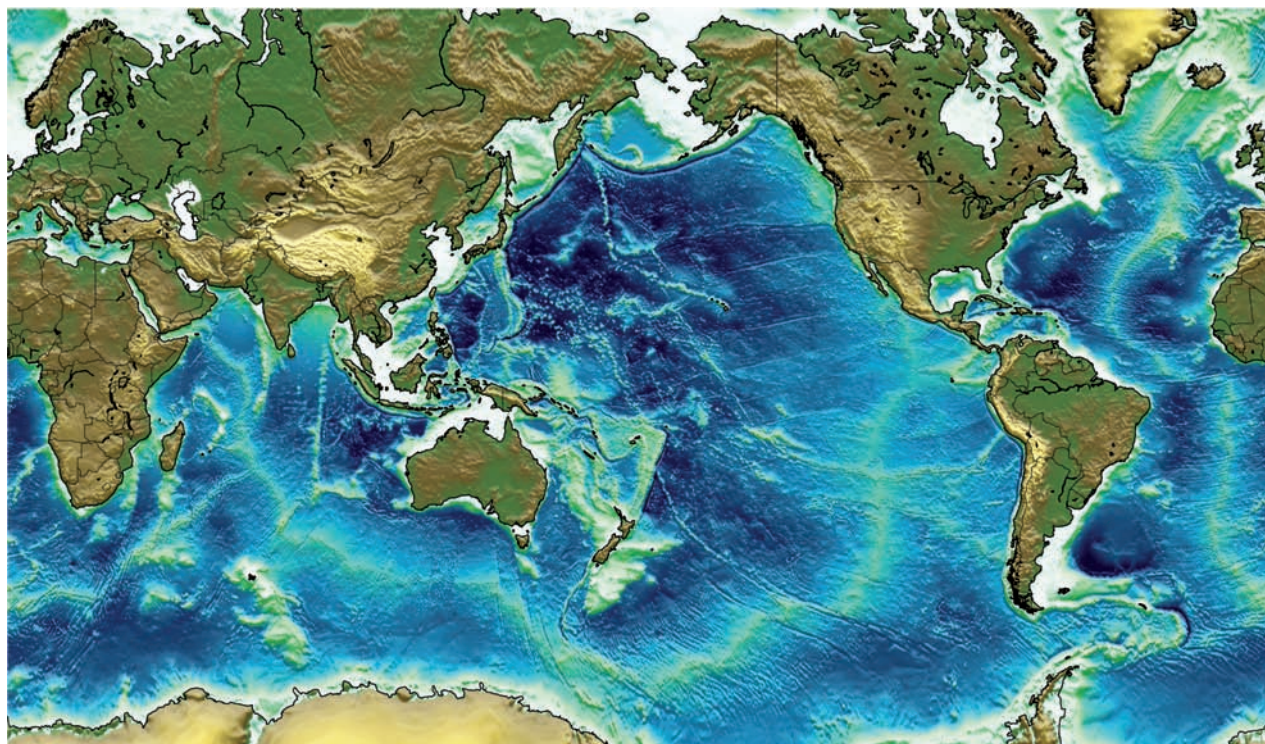


Figura 1. Topografia e batimetria externas da Terra. A imagem exibe depressões marinhas e extensas cadeias montanhosas, continentais e oceânicas. As plataformas continentais estão nas partes brancas. O relevo brasileiro apresenta variação de elevações, mas em geral apresenta cotas baixas e médias, menores que as das grandes cordilheiras espalhadas nas zonas ativas do globo. (Newman 2007. Disponível em: <<http://geophysics.eas.gatech.edu/people/anewman/classes/geodynamics/misc/>>)

ESFERAS TERRESTRES

Para compreender as interações terrestres, classificamos os materiais e os processos típicos que os afetam em grandes domínios, chamados de geoesferas. Diferentes autores oferecem classificações variadas, mas, em linhas gerais, existe certa congruência na grande maioria delas. A diferença é às vezes baseada em algum interesse particular de um determinado campo científico especializado. É comum a todas as definições o pressuposto de que o planeta é um todo unificado: o que acontece em uma esfera interfere nas demais.

Atmosfera: engloba os gases que compõem os materiais terrestres. Entre os processos que acontecem na atmosfera, destaca-se a função de distribuir energia solar e umidade em toda a superfície da Terra.

Hidrosfera: envolve toda a água do planeta e os fenômenos relacionados à circulação desse fluido pelos continentes e oceanos, tanto na forma líquida quanto gasosa (vapor) ou sólida. A esfera gelada do planeta é chamada criosfera.

Geosfera: é o nome dado a toda a parte sólida da Terra, formada por camadas de distinta composição material, como a crosta, o manto e o núcleo, ou camadas cujo comportamento mecânico obedece a certos padrões, como a litosfera. Na geosfera é possível encontrar registros das principais mudanças ambientais que ocorreram e ocorrem na Terra.

Crosta: é a camada externa da geosfera, cuja composição a distingue do manto e do núcleo; seu comportamento mecânico permite considerá-la parte da litosfera.

As relações composicionais entre as esferas sólidas do planeta, as dificuldades de acesso à observação e os problemas de interpretação, bem como de estado físico e comportamento mecânico, são objeto do Capítulo 3 desta obra.

Manto e núcleo: são as esferas rochosas internas do planeta. Embora sejam inacessíveis à observação direta pelo homem, sabe-se que são responsáveis por muitos fenômenos observados na superfície, como o magnetismo terrestre ou a contínua emissão de calor, desde o interior quente.

Litosfera: é o envoltório sólido rochoso externo do planeta. Inclui a crosta (continental e oceânica) e a parte mais externa do manto superior. Os processos e transformações na litosfera ocorrem lentamente, permitindo que ela funcione como um campo transitório, de uma perspectiva geológica, onde interagem os fenômenos da superfície e do interior do planeta.

Biosfera: compreende todos os organismos vivos, dos reinos animal, vegetal, protista, bactéria e fungi. Podemos subdividir a matéria viva de acordo com as formas peculiares de organização material e o domínio social.

Antroposfera ou noosfera: a esfera social é formada pelas sociedades humanas e pelos processos superficiais que promovem. A ideia de interação no âmbito do Sistema Terra exige uma abordagem da noosfera integrada com as demais esferas, de modo a se visualizar a Terra como resultado de mútuas interações. Enquanto a biosfera se transforma a partir de mecanismos explicados pela teoria da evolução, a esfera social $\pm$ da qual fazemos parte $\pm$ modifica-se sobretudo por meio de instrumentos culturais, que podem ser compreendidos a partir da economia, política e formas de organização social.

OS MÚSCULOS DO GIGANTE: REGISTRO GEOLÓGICO DE UMA LONGA EVOLUÇÃO

A compartimentação geral do Brasil objetiva separar porções da entidade maior, que é a Plataforma Sul-Americana, com distintas características litoestruturais e evolutivas. Na abordagem da compartimentação, alguns conceitos fundamentais são envolvidos e introduzidos primeiramente.

Esses aspectos são apresentados aqui.

CRÁTONS, PLATAFORMAS E ESCUDOS

Tem-se constatado que núcleos de rochas arqueanas, além das características geológicas apresentadas em capítulo anteriores, têm raízes da litosfera antiga e fria que descem até cerca de 400 km de profundidade no manto inferior e se comportam com maior rigidez e resistência diante de processos térmicos e tectônicos posteriores. Tais núcleos foram designados crátons (em grego, *krato* = rígido) ou tectosfera (*tectosphere*) (Condie 1997, 2005, Sleep 2005, Alkmim 2004). Cratonização é o processo de formação de cráton.

É distinguida quase meia centena de crátons no mundo, todos formados por dois tipos de conjuntos rochosos: os terrenos granito-*greenstone* e os de alto grau, ambos penetrados por grande volume de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTG) (Kearey et al. 2009). As áreas profundamente erodidas, com capeamento de pequena espessura ou ausente, estáveis desde o Pré-Cambriano, são os escudos (*shields*). Áreas desse tipo, e que podem incluir porções de capeamento espesso, de até mais de 5 km e todo ou parcialmente fanerozoico, são chamadas plataformas (*platforms*) (Condie 2005, McCall 2005).

Esses termos, assim definidos modernamente, não são consensuais. Para uns, plataformas e escudos formam o cráton (Condie 2005, 1997). Outros utilizam os termos como sinônimos. Com isso, existe hoje uma certa confusão no entendimento de plataforma, cráton e escudo.

Entre nós, as definições correntes têm origens que remontam a tempos anteriores à Teoria das Placas e consideram plataformas as entidades fanerozoicas que coexistiram com cinturões orogênicos em desenvolvimento, e crátons como as plataformas pré-cambrianas (Almeida et al. 2000). Essa conceituação é mantida aqui.

Plataforma é extensa área no interior de um continente que se comporta de modo mais estável em determinado intervalo de tempo, durante o qual as rochas são relativamente pouco deformadas e/ou transformadas. Ela se caracteriza por:

- maior espessura da litosfera e comportamento estável por longo tempo;
- movimentos verticais, lentos, de baixa amplitude atingindo grandes extensões, reversíveis no tempo e no espaço;
- relevo baixo e suave;
- deformações ou transformações das rochas muito pouco significativas;
- sismicidade de baixas intensidade e frequência;
- fluxo térmico e grau geotérmico mais baixos;
- substrato formado por associações de rochas metamórficas mais antigas geradas em profundidades de até 30-40 km e ígneas, que é referido como embasamento da plataforma (as extensas porções expostas são o escudos);
- capeamento formado por sedimentos e rochas vulcânicas indeformados, constituindo a chamada cobertura da plataforma.

A plataforma é contornada por margens continentais ativas, ao longo das quais ocorrem intensos processos de sedimentação, vulcanismo, sismicidade, deformação, magmatismo, metamorfismo, subdução e orogênese, levando à formação de uma cadeia montanhosa de tipo não colisional. Se a subdução avança e leva à colisão de um continente contra outro, resulta um cinturão orogênico de tipo colisional. Os processos acabam se atenuando e os orógenos se estabilizam e passam a integrar a plataforma preexistente: o todo constitui uma nova plataforma.

mente com os ramos E-W e NNW do Cinturão Orogênico Paraguai forma uma junção tríplice do Ediacarano-Cambriano. Um aulacógeno de extensão limitada não justifica a separação de dois núcleos cratônicos.

A separação dos crátons Paraná e Rio de La Plata foi feita considerando a pequena janela pré-cambriana do sul do Paraguai e duas supostas relações macrorregionais.

- Ali existem rochas de cerca de 2.000 Ma que foram retrabalhadas no Evento Brasiliano e entre as localidades de Caacupé e San Juan Bautista, no vale do Rio Tebicuary, foram obtidas idades de 620 Ma e entre 500 e 600 Ma determinadas por U-Pb em diversos tipos de rochas, dados esses coerentes com datações por outros métodos (Cordani et al. 2008-2009). As idades foram consideradas como tendo um padrão geocronológico igual ao do Cinturão Ribeira, que teria sido definido por Trouw et al. (2000). Os autores, contudo, reconheceram idades de 760-640, 630-520 e 520-480 Ma;
- Existe uma zona de falha transcorrente de direção NE na região de Vila Florida, a meio caminho das duas localidades citadas acima. Ao norte dela aparecem rochas de alto grau, em situação semelhante ao que se conhece no sudoeste de Minas Gerais e leste de São Paulo, onde rochas de alto grau (Complexo Varginha-Guaxupé) são delimitadas ao sul pela zona de cisalhamento de Jacutinga. Assim, admitiu-se que a Falha de Jacutinga do sudoeste mineiro se estenderia para o Paraguai por cerca de 1.200 km sob a Bacia do Paraná.

A Figura 7 mostra os outros crátons admitidos para a região do Peru, Bolívia, Paraguai, Chile, Argentina e Brasil. Existem sensíveis diferenças geométricas e também em relação a alguns núcleos cratônicos menores. Cabe mencionar que os núcleos de Luiz Alves e Curitiba representam microcontinentes envolvidos nos processos do Ciclo Brasiliano (Basei et al. 2009) e não devem ser separados como crátons.

Mais recentemente o modelo de relação dos crátons Paraná, Paranapanema e Rio de La Plata foi modificado por Cordani et al. (2008-2009), como mostra a Figura 8. Nessa atualização, algumas modificações são significativas:

- A janela do vale do Rio Tebicuary, no Paraguai, foi nomeada Bloco Caacupé. Representaria extensão do Cinturão Orogênico Ribeira até o Paraguai, separando os crátons Paranapanema (renomeando o que foi chamado Cráton Paraná na Figura 8) e Luiz Alves.
- O Lineamento Transbrasiliano é admitido como uma sutura (Cordani et al. 2003), quando na realidade se trata de um sistema transcorrente relacionado com a tectônica de escape lateral na colisão do Cráton Amazônico com o do São Francisco. A sutura foi referida em estudos anteriores em Goiás e Tocantins (Haralyi e Hasui 1981, Hasui et al. 1994) nos limites dessas entidades geotectônicas com o Cinturão Ara-

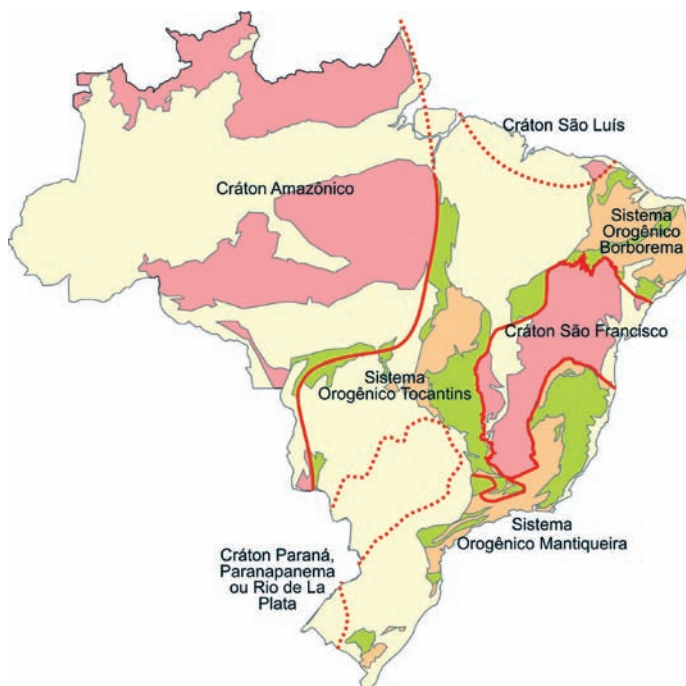


Figura 5. Compartimentação geotectônica no Ciclo Brasiliano. Distinguem-se os sistemas orogênicos com faixas de supracrustais neoproterozoicas (em verde), maciços e granitoides (em rosa-claro), entre os crátons indicados (rosa-escuro). O cráton oculto sob a Bacia do Paraná tem recebido as designações indicadas. Em amarelo, coberturas fanerozoicas.

guaia, mas sua extensão para sul ainda requer dados.

- Foram estendidos o Lineamento¹ Transbrasiliano e o Arco Magmático de Goiás, de um lado, para o Paraguai e até a Argentina, e de outro lado, para o Nordeste e África. Aqui cabe considerar que: (1) essas feições truncam obliquamente o Cinturão Paraguai, quando este representa uma das derradeiras feições orogênicas do Ciclo Brasiliano (Brasiliano III); (2) entre o Pantanal Mato-Grossense e a Bacia do Paraná expõe-se estreita faixa de rochas do Cinturão Paraguai, representadas por intrusões granitoides sintectônicas de 520-510 Ma e pós-tectônicas de 510-490 Ma e por metassedimentos do Grupo Cuiabá estruturados aproximadamente na direção N-S (Godoy et al. 2007); (3) dados magnetotélúricos e gravimétricos do Pantanal foram interpretados como indicativos de uma zona de subdução para leste, levando a colisão do Bloco Apa com o Cráton Paraná entre 520 e 490 Ma, e acreção do Cinturão Paraguai nessa região (Wolde-

¹ Um termo de uso corriqueiro é lineamento, que se refere a qualquer feição linear no terreno. Em Geologia, essa feição linear corresponde a vales e elevações longilíneas, reconhecíveis em mapas, fotos aéreas e imagens de sensores remotos. Grandes lineamentos, em geral, são reflexos de falhas (ou zonas de cisalhamento) verticais ou subverticais, que são geradas por regime transcorrente. Acontece que as falhas são zonas de fraqueza crustal e, com frequência, após sua formação, acomodaram movimentos em regimes tectônicos posteriores, isto é, foram reativadas. As descontinuidades podem ser individuais ou aparecerem em feixes de falhas paralelas, compondo o que se chama sistemas de falhas. Um lineamento pode corresponder a uma zona de falha (exemplo: Lineamento de Pernambuco) ou a um sistema de falhas paralelas ou subparalelas (exemplo: Lineamento Transbrasiliano).

CRÁTON AMAZÔNICO: PROVÍNCIAS RIO BRANCO E TAPAJÓS

Yociteru Hasui



O Cráton Amazônico é uma entidade geotectônica que teve comportamento estável no Neoproterozoico, limitada a oeste pelo Sistema Orogênico do Tocantins, a nordeste por pequena porção da Província Margem Continental Equatorial e no restante por cobertura de sedimentos fanerozoicos periandinos (Fig. 1). Ele expõe o seu embasamento nas províncias Tapajós e Rio Branco, separadas pela Província Amazonas (que inclui a Bacia do Alto Tapajós). A continuidade do cráton sob esta última província fundamenta-se em semelhanças geológicas a norte e sul dela e em dados de sondagens realizadas pela Petrobras que indicaram a continuidade de algumas unidades sob a Bacia do Amazonas.

A Província Tapajós abrange a área do leste do Pará até Rondônia e Mato Grosso do Sul, englobando porções do Amazonas e de Mato Grosso, e tem continuidade para a Bolívia e Paraguai. Ela corresponde à parte ocidental do Escudo do Brasil Central. A Província Rio Branco estende-se do Amapá ao extremo noroeste do Amazonas, incluindo Roraima e parte do Pará, avançando para a Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. Ela coincide com o Escudo das Guianas.

Além da Província Amazonas, aparecem na área do cráton a Província Parecis (que inclui a Bacia do Alto Xingu), e as bacias sedimentares do Bananal, Pantanal Mato-Grossense e Guaporé, bem como coberturas de extensões menores.

No Brasil, o cráton tem área de aproximadamente 4,4 milhões de quilômetros quadrados, que corresponde a cerca da metade do território. É a porção menos conhecida do país e o estudo dessa vastidão tem avançado mais lentamente do que no restante do país em virtude das várias dificuldades para realização das investigações.

- A primeira dificuldade decorre do fato de se tratar da região amazônica, onde a densa floresta, a presença de extensas coberturas de solos e sedimentos cenozoicos ocultando as rochas, o clima quente e úmido e falta de acessos exigem enormes esforços e dispêndios na realização das pesquisas geológicas.
- A segunda diz respeito à quantidade (ainda longe de ser satisfatória) de datações radiométricas, ferramenta indispensável para a caracterização das unidades rochosas.

Como foi dito em capítulo anterior, as datações têm sido realizadas por K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar, Pb-Pb e U-Pb. Os dois primeiros métodos foram intensivamente utilizados na Amazônia e tiveram papel muito importante no avanço da interpretação regional nas décadas de 1970-1980. Contudo, cabe lembrar a observação de Amaral (1974) em seu estudo geocronológico pioneiro da região amazônica, essencialmente com datações K-Ar: “(...) a maior dificuldade para a utilização dos métodos geocronológicos, como ferramenta geológica eficiente, reside na interpretação dos valores obtidos com respeito ao seu significado no âmbito do desenvolvimento geológico de uma região”.

Também em relação a datações Rb-Sr com o uso de isócronas de referência, Santos (2003a) destacou que “(...) as limitações desse tipo de isócrona, que está em desuso há mais de 20 anos, são bem conhecidas (...) e são mais evidentes em terrenos polideformados, polimetamorfizados ou de alto grau metamórfico, quando o sistema Rb-Sr é parcial ou totalmente aberto”. Datações Ar-Ar têm sido efetuadas para obter idades mínimas ou do último arrefecimento das rochas e elas são tanto mais próximas da idade de formação quanto

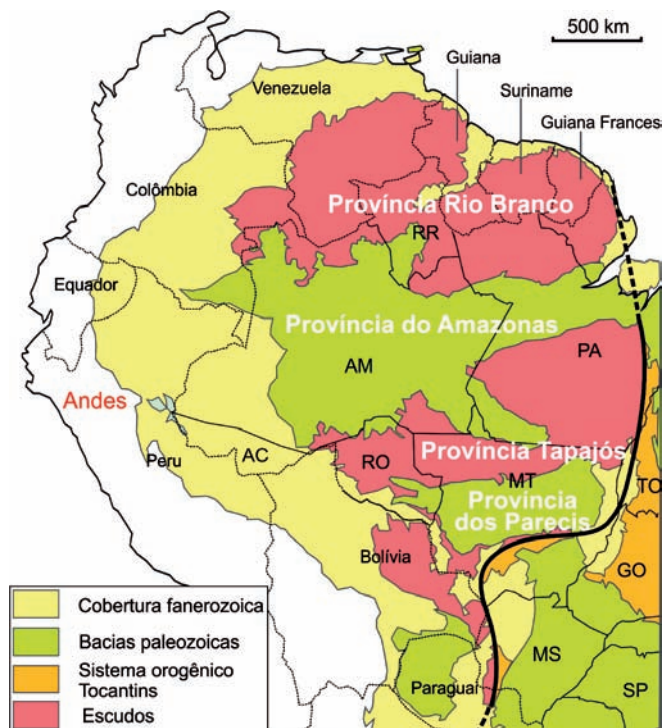


Figura 1. As Províncias Tapajós e Rio Branco. Elas representam porções do Cráton Amazônico que tem conexão sob as coberturas fanerozoicas desde a Venezuela até o Paraguai. A linha preta indica o limite leste do Cráton Amazônico.

mais simples a história delas.

Só nos últimos anos datações têm sido feitas usando os sistemas do U-Pb e Pb-Pb, que são considerados os mais precisos e confiáveis, destacadamente o primeiro. As datações de zircão têm sido as mais importantes, sendo possível até datar as camadas de cristais zonados. Essas datações nas províncias Tapajós e Rio Branco são ainda escassas e distribuídas de modo não uniforme, cobrindo algumas áreas e deixando outras extensões sem esse tipo de informação. Disso decorrem problemas na compartimentação tectônica dessas vastas regiões, bem como no entendimento e na interpretação da evolução. Essas datações têm sido realizadas também em zircões detríticos de rochas sedimentares ou de origem sedimentar, para se determinar idades de rochas-fontes.

- A terceira dificuldade diz respeito à identificação de muitas dezenas de conjuntos de rochas, mapeados em áreas diferentes e classificados isoladamente. Esses conjuntos foram comparados com os de outras áreas ou regiões, vizinhas ou distantes até centenas de quilômetros, resultando muitas propostas de correlação e sistematização estratigráfica que não são consensuais e têm levantado divergências de interpretação evolutiva ainda não superadas. Enorme esforço tem sido despendido para obter uma visão integrada do quadro geológico geral e tem-se progredido muito nessa direção, destacando-se aí o empenho da CPRM ± Serviço Geológico do Brasil, sobretudo na última dezena de anos.

As interpretações da evolução geológica em geral tem ainda muitos pontos não consensuais, incorporando

modelos diferentes, separando entidades com limites mal definidos e designações diversas, dificultando sobremaneira o entendimento.

Os estudos pioneiros são devidos a alguns pesquisadores que se embrenharam pelos rios, realizando observações gerais até meados do século passado. Em 1966, foram realizadas as primeiras coberturas sistemáticas por fotos aéreas, subsidiando a realização de mapeamentos regionais. Logo depois se obteve a cobertura de toda a região amazônica brasileira com imagens radargramétricas, que serviram para o levantamento sistemático da constituição da Amazônia a partir de 1970, resultando mapas de reconhecimento em escala de 1:1.000.000 elaborados pelo Projeto Radar na Amazônia (Projeto Radam). A partir de 1972, foram executados levantamentos geológicos de algumas áreas, principalmente pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais em convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral, pela Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM), pelo Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Pará (IDESP) e nos últimos tempos pela CPRM, agora transformada em Serviço Geológico do Brasil. Em paralelo, estudos foram desenvolvidos por várias empresas de mineração, como a Companhia do Vale do Rio Doce, e por universidades.

Algumas sínteses gerais da Amazônia foram apresentadas, com diferenças significativas, interpretações controversas e muitos problemas ainda pendentes, que devem ser vistos como estágios de progresso de conhecimento num contexto em que as informações geológicas e datações existentes são ainda de nível de reconhecimento e de distribuição territorial não homogênea, e em que novos dados são de lenta aquisição.

A descrição seguinte diz respeito às províncias Rio Branco e Tapajós e ao Cráton Amazônico na sua porção brasileira.

COMPARTIMENTAÇÃO REGIONAL

A apresentação dos dados e interpretações torna-se mais simples se feita por áreas distinguidas numa compartimentação regional.

A primeira proposta de compartimentação da Amazônia foi apresentada por Susczynski (1970), que reconheceu, com base nos poucos dados geológicos então existentes, faixas paralelas de direção NW diferenciadas em sua constituição litológica e evolução.

A seguinte foi a de Amaral (1974), que conjugou centenas de datações K-Ar e algumas Rb-Sr com as informações geológicas então existentes. Reconheceu que o cráton é uma vasta área de rochas formadas no Arqueano a Paleoproterozoico sobre a qual incidiram três eventos de reativação de plataforma após o Ciclo Transamazônico até o



QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Alexandre Uhlein
Carlos Maurício Noce (*in memoriam*)

A geologia do Quadrilátero Ferrífero envolve rochas Arqueanas e Proterozoicas que, portanto, encerram testemunhos ou relictos de uma evolução marcada pela passagem gradativa de condições de alta mobilidade tectônica da litosfera, típicas do Arqueano, para uma condição mais estável e consolidada no Proterozoico. Várias rochas na região do Quadrilátero mostram evidências que nos permitem compreender melhor a evolução da atmosfera, biosfera e hidrosfera nos primórdios da evolução da Terra. No éon Arqueano surgiram os primeiros indícios de vida no planeta (3,6 Ga), as algas azuis e verdes, capazes de liberar oxigênio (O_2) para a atmosfera por meio da fotossíntese. As condições iniciais eram de uma atmosfera redutora, isto é, desprovida de oxigênio. No Proterozoico, as placas tectônicas estavam mais bem definidas e a atmosfera tornou-se progressivamente mais rica em oxigênio (Windley 1995).

O Quadrilátero Ferrífero mostra concentrações econômicas de ouro, ferro, manganês, alumínio e topázio, dentre outros bens minerais. As minas de ouro são subterrâneas, atingindo até 2,5 km de profundidade e lavram minérios com teores de 5 até 12 gramas de ouro por tonelada de rocha. Destacam-se as minas nos arredores de Nova Lima, Caeté e Santa Bárbara. As minas de ferro são a céu aberto, portanto na superfície, e distribuídas ao longo das ocorrências do Supergrupo Minas, em todo Quadrilátero Ferrífero.

A geologia observada atualmente no Quadrilátero Ferrífero (Figs. 1 e 2), com pacotes rochosos de idades muito diversas aflorando lado a lado, é consequência de processos geológicos complexos e superpostos, iniciados

pela formação de bacias sedimentares antigas, que sofreram orogêneses sucessivas tanto no Arqueano quanto no Proterozoico. Como consequência, os indícios dos processos se confundem, dificultando a identificação e compreensão de cada um deles em separado, e tornam a reconstituição dos fatos um verdadeiro quebra-cabeça (Figs. 2 e 3).

GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O Quadrilátero Ferrífero ocorre na região centro-sul do Estado de Minas Gerais. Situa-se entre Belo Horizonte, capital do Estado, e a cidade de Ouro Preto, antiga Vila Rica, cidade-berço da mineração no Brasil. Trata-se de região montanhosa, de grande beleza natural e rica em depósitos minerais. O nome Quadrilátero Ferrífero resulta da abundância de formações ferríferas e jazidas de minério de ferro, contidas em uma área aproximadamente retangular em mapa, definida pela orientação de um conjunto de serras, as quais representam grandes estruturas dobradas, do tipo sinclinal e homoclinal. As serras alinhadas são bem visíveis em imagens de satélites (Fig. 1).

A geologia do Quadrilátero Ferrífero foi estabelecida pelos mapeamentos desenvolvidos pelo United States Geological Survey (USGS) e Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), entre 1946 a 1962 (Dorr II 1969). Nas décadas seguintes o conhecimento geológico da região foi detalhado e aprimorado pelo trabalho de inúmeros pesquisadores (Herz 1978, Marshak e Alkmim 1989, Carneiro 1992, Renger et al. 1994, Noce 1995, Endo 1997, Alkmim e Marshak 1998). Atualmente, as rochas da região são agrupadas, em função de características co-

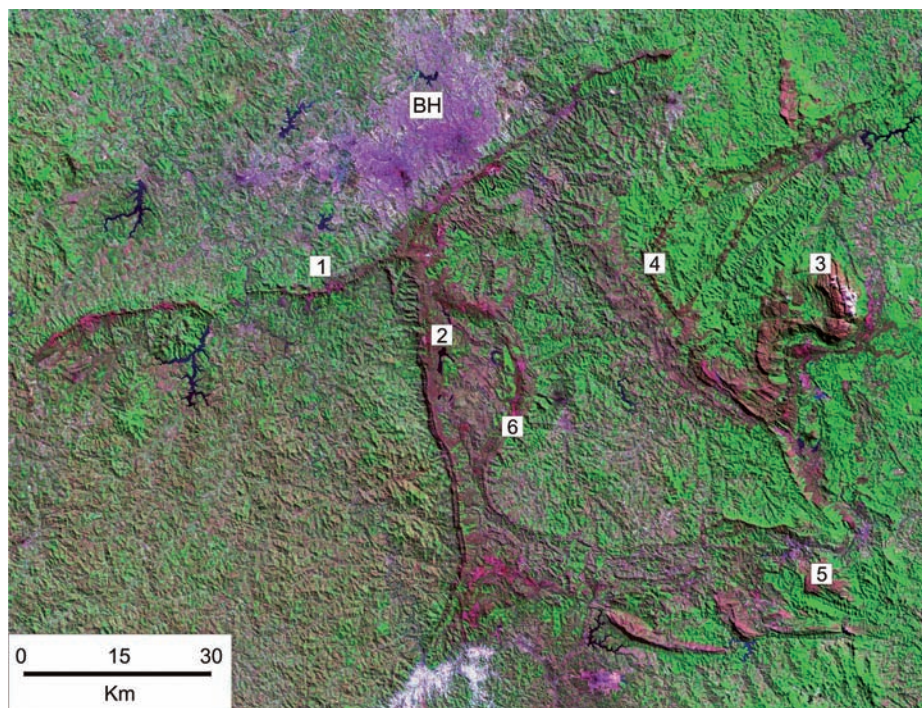


Figura 1. Imagem de satélite do Quadrilátero Ferrífero mostrando alinhamento das principais serras da região

muns, em três unidades geológicas principais: o complexo granito-gnáissico, o Supergrupo Rio das Velhas, ambos de idade arqueana (3,0 a 2,5 bilhões de anos atrás) e o Supergrupo Minas, relacionado ao Paleoproterozoico (2,5 a 2,0 bilhões de anos). Desta forma, o Quadrilátero Ferrífero compreende várias unidades geológicas formadas em tempos diferentes no passado e que, progressivamente, foram se aproximando ou se superpondo geograficamente, conforme podemos observar no mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 2). Ao compararmos a imagem de satélite (Fig. 1) com o mapa geológico (Fig. 2) podemos observar feições comuns. A região central do Quadrilátero Ferrífero é constituída por rochas do Complexo Granito-Gnáissico e Supergrupo Rio das Velhas, geralmente mais erodidas, enquanto as principais serras são edificadas em rochas do Supergrupo Minas, mais resistentes à erosão, como os quartzitos e formações ferríferas.

As unidades geológicas do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas representam diferentes estágios de evolução do planeta Terra, que se inicia com a formação de uma bacia vulcanossedimentar, rica em rochas vulcânicas durante o Arqueano, e prossegue, durante o Paleoproterozoico, com a formação de uma bacia sedimentar com pouco ou nenhum vulcanismo. Ambas as unidades, depois de formadas, foram envolvidas em evento de orogênese, com dobramento e metamorfismo, que conduziram a formação de cadeias montanhosas. Finalmente, devido ao proeminente relevo formado ocorre erosão, que lentamente aplaina o relevo anteriormente gerado. A partir daí, inicia-se novo ciclo, com formação de bacia, orogênese, formação de relevo e erosão, sucessivamente.

A leitura da coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero permite ter uma ideia da evolução geológica regional (Fig. 3). Ela mostra, de modo esquemático, o empilhamento estratigráfico das rochas, desde as mais antigas, situadas na base da coluna estratigráfica, até as mais jovens, indicadas no topo. As rochas são organizadas segundo supergrupos, grupos e formações, que são unidades litoestratigráficas.

O complexo granito-gnáissico aflora em duas regiões diferentes. No centro do Quadrilátero, nas cabeceiras do Rio das Velhas, com forma grosseiramente oval, denominado de Complexo Bação. Aflora também circundando a região do Quadrilátero Ferrífero,

como a norte da Serra do Curral, onde recebe o nome de Complexo Belo Horizonte, ou a oeste da Serra da Moeda, onde é designado Complexo Bonfim. As rochas granito-gnáissicas são principalmente constituídas por gnaisses bandados, de composição tonalítica a granodiorítica, que exibem feições de migmatização. Os gnaisses são rochas constituídas por minerais como quartzo, feldspato e biotita, dispostos em bandas de cores alternadas, desde bandas de cor cinza-claro, ricas em quartzo e feldspatos, até bandas escuras, ricas em biotita (Fig. 4A). Esses gnaisses

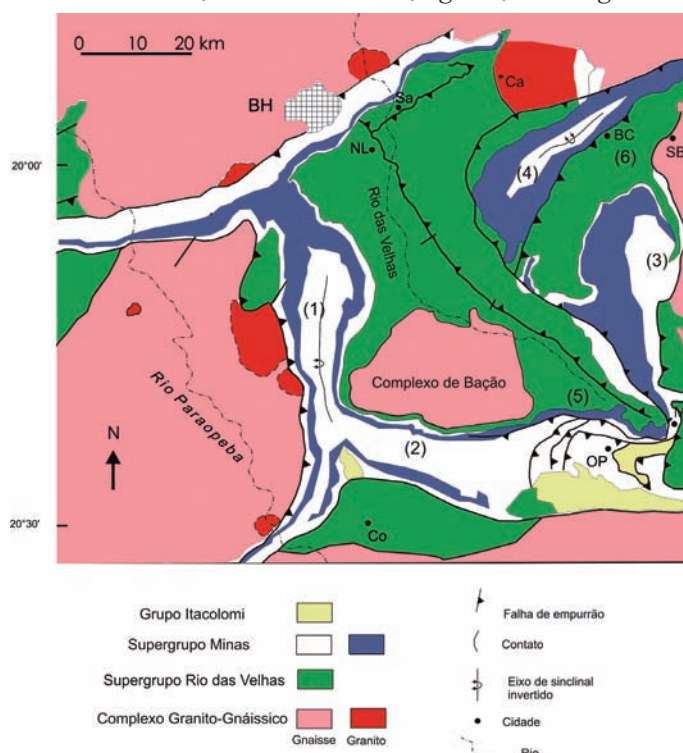


Figura 2. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero. (Simplif. de Dorr II 1969, Marshak e Alkmim 1989, CODEMIG-UFMG 2005)



Foto A. Bartorelli

CHAPADA DOS VEADEIROS

Andrea Bartorelli

LOCALIZAÇÃO DO SÍTIO

O Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (PNCV) localiza-se na porção nordeste do estado de Goiás e ocupa uma área de 600 km². Uma de suas características de notável beleza cênica é a presença de diversas cachoeiras, como o Salto São Domingos, Salto do Rai-zama, Cachoeira do Cordovil e Cachoeira das Carioqui-nhas, algumas ultrapassando 100 m de altura.

O parque está situado a oeste de Alto Paraíso de Goiás, sendo seu extremo leste limitado pela rodovia GO-118 (entre Alto Paraíso e Teresina de Goiás). Seu limite sul é demarcado pela estrada estadual que liga Alto Paraíso a Colinas do Sul. A foto de abertura é uma Vista da Chapada dos Veadeiros e serranias a partir do Mirante Jardim de Maytreia, no limite meridional do parque (Fig. 1).

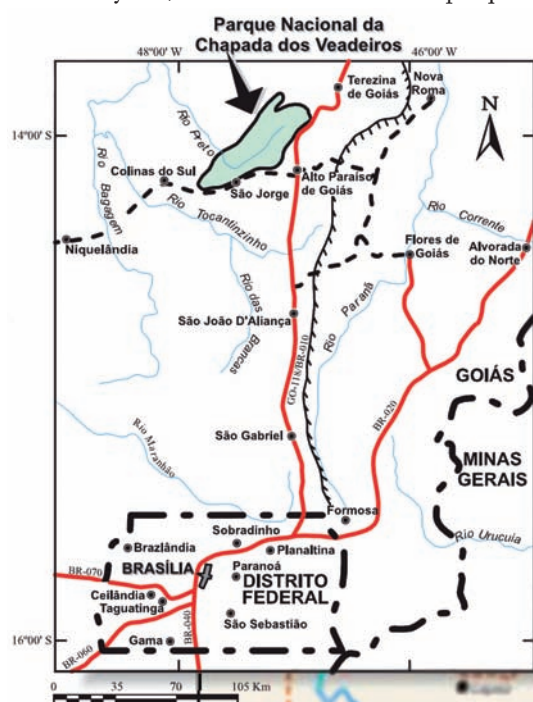


Figura 1. Localização do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros no Estado de Goiás.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região do PNCV está inserida na porção norte da Faixa de Dobramentos e Cavalgamentos Brasília, na Província Estrutural do Tocantins. Dentro dos limites do parque predominam amplamente metassedimentos de baixo grau atribuídos ao Grupo Araí e rochas de composição granítica representando o embasamento da região. Imediatamente ao sul do PNCV, em contato discordante, ocorrem as coberturas plataformais relacionadas ao Grupo Paranoá. Dessa forma, no item dedicado à geologia regional são descritos o complexo granito-gnáissico de idade arqueano-paleoproterozoica, o Grupo Araí do Páleo-Mesoproterozoico e o Grupo Paranoá relacionado ao Meso-Neoproterozoico (Dardenne e Campos 2008).

O Complexo granito-gnáissico (Fig. 2) representa o embasamento regional da porção norte da Faixa Brasília, sendo amplamente exposto a partir do extremo norte do PNCV, correspondendo a região geomorfologicamente arrasada ocupada pelo vale do Rio Claro. Este complexo de rochas gnáissicas e graníticas é predominantemente constituído por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, associados a grandes batólitos de composição granítica comumente representados por biotita granitos. De modo geral, apresentam foliação marcada por bandamentos máfico-félsicos e faixas de cisalhamento desenvolvendo foliações miloníticas e cataclásticas marcando zonas de domínio dútil e dútil-rúptil.

A maioria das determinações de idades por meios radiométricos foram obtidas pelo método K/Ar e forneceram idades entre 500 e 2.500 Ma (Hasui e Almeida 1970, Cordani e Hasui 1975, Hasui et al. 1975). Entretanto, isócronas Rb/Sr e datações U/Pb em unidades de rochas supracrustais, posicionam este complexo de rochas granitoides no Paleoproterozoico (Pimentel et al. 1991),



Figura 2. Lajedo de granito cinza claro fino a médio, com minerais máficos orientados, que faz parte do embasamento dos metassedimentos da Chapada dos Veadeiros.



Figura 3. Blocos de granito porfiroide de batólito anorogênico próximo da rocha do embasamento ilustrada da Figura 2.

sendo as idades mais jovens relacionadas a rejuvenescimento durante ciclos orogênicos posteriores.

Ao longo da faixa de embasamento, ocorrem intrusões de extensos batólitos graníticos posicionados na Subprovíncia Estanífera do Paranã. Datas U/Pb mostram idades páleo-mesoproterozoicas (em torno de 1.770 Ma.; Pimentel et al. 1991). Petrograficamente são representados por biotita granitos, quimicamente compatíveis com granitos anorogênicos (granitos tipo A) (Fig. 3).

O Grupo Araí corresponde a um conjunto de metassedimentos de grau anquimetamórfico a xisto verde baixo, depositados em ambientes plataformais e relacionados com a evolução de um rifte iniciado no Páleo-Mesoproterozoico. Foi inicialmente definido por Barbosa et al. (1969) e Dyer (1970), tendo sido subdividido nas formações Arraías e Traíras. A Formação Arraías representa o conjunto basal psamítico com espessura da ordem de 1.000 metros, recobrendo em discordância os granitos e gnaisses do embasamento. A Formação Traíras é constituída por um conjunto predominantemente pelítico com menor proporção de litologias psamíticas e restrita contribuição de rochas carbonáticas no topo, alcançando cerca de 1.200 metros de espessura total (Figs. 4, 5 e 6).

Posteriormente Araújo e Alves (1979) propuseram um refinamento da estratigrafia do Grupo Araí,

atribuindo uma espessura de 1.140 metros para todo o conjunto e considerando seis subunidades, da base para o topo: unidades 1, 2 e 3 (correspondentes à Formação Arraías) e unidades 4, 5 e 6 (correspondentes à Formação Traíras).

Marini et al. (1984) admitem importantes variações laterais nas espessuras e composição das várias unidades, possivelmente em virtude da distância das áreas fonte fornecedoras dos sedimentos.



Figura 4. Corte recém-aberto em metassiltito rítmico com suaves deformações da Formação Traíras; ao fundo avista-se serra quartzítica da Formação Arraías; ambas as formações pertencem ao grupo Araí



Figura 5. Diamictitos do Vale da Lua, da Formação Arraías (Rio São Miguel); a estratificação é bem visível, mergulhando suavemente para a direita da foto, denotando pequenos fragmentos angulares de quartzo esparsos no pacote sedimentar. No detalhe (Foto: M. Lerner), clasto métrico de rocha metapelítica silicificada.



Figura 6. Diamictito do Vale da Lua (Rio São Miguel), com feições de erosão fluvial; existe estratificação cruzada de grande porte, com mergulhos de baixo ângulo em diferentes direções; predominam seixos mal arredondados e fragmentos cinza esverdeados de rocha fina muito litificada; os seixos são do tipo "matriz suportados" e diversificados

BACIAS DE SANTOS, CAMPOS E ESPÍRITO SANTO

Webster Mohriak

As bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, localizadas na plataforma continental dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, são as mais prolíficas províncias produtoras de petróleo do território brasileiro. Essas bacias foram formadas durante os processos extensionais que levaram à ruptura do Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul, resultando na separação das placas Sul-Americana e Africana.

Nesta revisão, abordam-se as principais feições estruturais da margem continental sudeste e a evolução tectonossedimentar das bacias sedimentares sob o prisma dos conhecimentos geológicos e geofísicos adquiridos nas últimas décadas. A interpretação dos sistemas petrolíferos das diferentes bacias fundamenta-se em dados geológicos (resultados estratigráficos de poços exploratórios perfurados pela Petrobras) e dados geofísicos, principalmente métodos sísmicos e potenciais (gravimetria e magnetometria). Além dos vários trabalhos da literatura geológica relacionados com a exploração de petróleo nestas bacias, incorpora-se à análise o resultado de levantamentos e estudos regionais da margem continental, efetuados por várias instituições, como, por exemplo, Projeto Remac e Projeto Leplac. Serão apresentadas linhas sísmicas de resolução profunda, de modo a oferecer uma visão holística da arquitetura crustal desse segmento da margem brasileira, com importantes implicações para a geologia de petróleo.

Aborda-se também o histórico da exploração de petróleo das bacias da região Sudeste, destacando-se as várias descobertas de campos de petróleo na região de águas profundas, com dezenas de acumulações distribuídas em reservatórios das sequências sin-rifte (continental), transicional evaporítica, e drifte (marinha), com idades variando entre Terciário Superior (Mioceno) e Cretáceo Inferior (Hauteriviano).

PRINCIPAIS FEIÇÕES MORFOESTRUTURAIS DA MARGEM SUDESTE BRASILEIRA

As bacias sedimentares do Brasil ocorrem na região emersa, particularmente as grandes bacias paleozoicas de Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná, e também distribuem-se ao longo da margem continental, formando uma série de bacias cuja fase rifte se deu no Mesozoico, em função da ruptura do Gondwana (Fig. 1). As bacias de Santos, Campos e Espírito Santo estão localizadas na margem continental sudeste brasileira (Fig. 1), e constituem a principal província petrolífera brasileira. A Bacia de Santos é limitada pelo Alto de Florianópolis, a sul, e pelo Alto de Cabo Frio, a norte. Apresenta uma área de cerca de 270.000 km² até a batimetria de 3.000 m. A Bacia de Campos, com área até a batimetria de 3.000 m alcançando cerca de 100.000 km², limita-se ao norte com a Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória. A Bacia do Espírito Santo prolonga-se na região norte do Complexo Vulcânico de Abrolhos, alcançando a plataforma continental do estado da Bahia; recobre área total de 130.000 km², sendo 13.000 km² na porção terrestre, e 117.000 na porção marinha, até a batimetria de 3.000 m.

A formação da margem divergente do Atlântico Sul está inserida no contexto da ruptura do supercontinente Gondwana, formado no Neoproterozoico pela aglutinação de blocos crustais do Mesoproterozoico. No Paleozoico, ocorrem várias fases de sedimentação nas bacias intracratônicas, como, por exemplo, as sequências devonianas e permianas da Bacia do Paraná, adjacente às bacias de Santos e Pelotas (Zalán et al. 1990, Milani e Zalán 1999). No Triássico e Jurássico, estas sequências correspondem a sedimentos fluviais e eólicos (Fm. Piramboia e Fm. Botucatu), indicando crescente aridez climática. No Jurássico, registra-se, nas bacias paleozoicas e

ao longo da margem nordeste brasileira, uma fase de subsidência interior, relativamente pouco espessa, mas com continuidade na margem africana, como, por exemplo, os sedimentos continentais que ocorrem nas bacias marginais da Bahia, Sergipe, Alagoas e que também ocorrem no Gabão (Asmus e Ponte 1973, Asmus 1975, Asmus e Porto 1980, Asmus 1982).

O Eocretáceo é marcado por ampla ocorrência de derrames de lavas basálticas nas bacias interiores (exemplo, Bacia do Paraná), que também é registrada na margem continental nascente (região das bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, no lado brasileiro, e Namibe, Walvis e Kwanza, no lado africano). Os processos de extensão da litosfera que levaram à formação dos riftes culminaram com a inepção de crosta oceânica entre o Aptiano e o Albiano, formando centros de propagação que avançaram entre a região sul do continente até a margem equatorial (Kumar e Gamboa 1979, Rabinowitz e LaBreque 1979, Asmus 1984, Szatmari et al. 1984, Conceição et al. 1998, Mohriak 2001, Gomes et al. 2002, Mohriak 2003). A parte distal da margem continental divergente é localmente caracterizada por feições sísmicas interpretadas como refletores mergulhantes para o mar (*seaward-dipping reflectors*), que provavelmente correspondem a rochas ígneas e vulcânicas associadas à inepção de crosta oceânica (Mohriak et al. 2002).

A exploração de petróleo nas bacias da margem continental brasileira iniciou-se ao final da década de 1960, resultando na perfuração do poço pioneiro 1-ESS-1 na Bacia do Espírito Santo, em 1968. Os primeiros trabalhos de interpretação exploratória integrando os dados das bacias marginais da região emersa com a submersa foram realizados na década de 1970 (Campos 1970, Estrella 1972, Campos et al. 1974, Asmus 1975, Ponte et al. 1977, Ponte et al. 1980).

Os estudos geológicos das águas profundas da margem continental brasileira, utilizando métodos geológicos e geofísicos modernos, datam da década de 1970, destacando-se o Projeto Remac (Reconhecimento da Margem Continental Brasileira), que delimitou as principais feições geomorfológicas e estruturais (Projeto Remac 1979a, 1979b, Asmus e Guazelli 1981). Entre as décadas de 1980 e 1990, a Petrobras e a Marinha conduziram um projeto regional de delimitação da plataforma continental (Projeto Leplac), no qual foram adquiridas linhas sísmicas 2D que permitiram a integração das bacias da plataforma continental com a região de crosta oceânica, em águas



Figura 1. Bacias sedimentares do Brasil. Na região emersa do continente sul-americano, destacam-se as grandes bacias paleozoicas (Solimões, Amazonas, Parnaíba, Parecis, Paraná). Na margem continental, o segmento sudeste, com as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo formam o mais importante polo produtor de petróleo em território brasileiro.

ultraprofundas (Severino e Gomes 1991, Gomes 1992, Gomes et al. 1993, Jinno e Souza 1999, Gomes et al. 2000). Levantamentos de sísmica profunda executados pela Petrobras na década de 1990 permitiram a interpretação da arquitetura crustal das bacias da margem continental nordeste, leste e sudeste brasileira (exemplo, Mohriak e Latgé 1991, Mohriak et al. 1995). Estes levantamentos sísmicos são complementados por dados de métodos potenciais do Geosat, de domínio público (Sandwell e Smith 1997), levantamentos magnéticos por várias instituições (p. ex., Cande e Rabinowitz 1979, Munis 1997, Ravat et al. 2007), e também por vários levantamentos sísmicos realizados por instituições e empresas ligadas à indústria de petróleo (p. ex., Fainstein 1999, Fainstein et al. 2001).

As bacias de Santos, Campos e Espírito Santo estão localizadas no Platô de São Paulo, a mais importante feição fisiográfica da margem sudeste brasileira (Kowsmann et al. 1979, Kowsmann et al. 1982, Asmus 1984, Palma 1984).

O Platô de São Paulo apresenta em sua maior parte proximal um substrato de crosta continental (Kowsmann et al. 1982, Guimarães et al. 1982, Macedo 1989, Severino e Gomes 1991, Gomes et al. 1993, Souza et al. 1993). Todavia, a extensão das estruturas do rifte na região da província de diápiros e muralhas de sal, em águas ultraprofundas, não é calibrada por poços exploratórios (Mohriak 2004). Alguns estudos tectônicos na margem sudeste brasileira interpretam a crosta con-

CONTEXTO GEOLÓGICO E EVOLUÇÃO DA REDE HIDROGRÁFICA DO BRASIL

Andrea Bartorelli

As diferentes classificações das grandes bacias hidrográficas brasileiras adotadas por diversos órgãos e várias instituições oficiais, como a ANA (Agência Nacional de Águas), a ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica) e o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), são baseadas na existência dos relevos divisores fundamentais, em abordagem que leva em conta unicamente a configuração da rede hidrográfica. Nelas, não é considerada a natureza geológica dos terrenos banhados pelos rios e os tipos de rochas e estruturas tectônicas que condicionam a drenagem.

Com o objetivo de compreender a origem e a evolução da complexa rede hidrográfica brasileira, aqui é proposta uma pequena modificação na classificação oficial de bacias. A proposição apresentada neste capítulo leva em conta não só os limites fisiográficos e características hidrológicas das grandes bacias, como também o contexto geotectônico dos terrenos onde elas foram implantadas, sem o qual se torna difícil resgatar a história geológica de sua origem e evolução.

Numerosas evidências da influência de atividade tectônica neogênica na implantação da rede hidrográfica brasileira acham-se registradas em publicações sobre o assunto. Nas referências bibliográficas deste capítulo são indicadas apenas as de caráter regional. Este capítulo aborda o contexto geotectônico de cada bacia hidrográfica, tendo em vista a grande diversidade de terrenos, com unidades litoestratigráficas distintas e submetidas a diferentes eventos tectônicos, muitas vezes diácronos. Para analisar as diferentes bacias e sua evolução, é preciso fornecer alguns conceitos fundamentais.

DEFINIÇÃO DE REDE HIDROGRÁFICA

A rede hidrográfica de determinada região consiste num conjunto de diversas bacias de drenagem separadas entre si por divisores de águas. Cada bacia de drenagem se refere a um rio principal, coletor de toda a água que flui em sua direção e que por ele é levada à sua desembocadura. Uma bacia de drenagem pode também ser definida como a área ocupada por um rio principal e todos os seus tributários, cujos limites constituem as vertentes que, de sua parte, limitam outras bacias.

Rios são cursos naturais de água doce com canais definidos e fluxo permanente ou intermitente que deságuam no mar, em um lago ou em outro rio. A grande capacidade de erosão, transporte e deposição de sedimentos, faz com que os rios representem o mais importante agente de transformação da paisagem, pois eles agem incessantemente no modelado do relevo. Na hinterlândia brasileira, os rios são os únicos agentes modificadores do relevo, uma vez que não existem geleiras e a ação eólica é muito pouco significativa.

A REDE HIDROGRÁFICA BRASILEIRA

Todos os grandes rios brasileiros, como apropriadamente enunciado por Aziz Ab'Sáber (1954), têm roteiro aberto diretamente para o Oceano Atlântico, formando rede de drenagem marcadamente exorreica, inexistindo drenagens endorreicas em nenhum lugar do Brasil. Mesmo no Nordeste, rios que possam ter perdido, no Quaternário, a capacidade de alcançar o mar, reorganizaram-se durante o Holoceno em vales previamente implantados, chegando novamente à zona costeira, mesmo que sob regime fluvial intermitente (Fig. 1).

A densa rede hidrográfica brasileira é formada por rios muito extensos, largos e profundos, com frequentes rupturas de declive em seu perfil longitudinal e presença de vales bastante encaixados. De maneira geral, como decorrência do relevo, os rios nascem em regiões com altitudes relativamente baixas, exceto o Rio Amazonas e alguns afluentes, que nascem na Cordilheira dos Andes. Predominam rios de planalto, bastante acidentados, refletindo o predomínio de terrenos planálticos do país, à exceção da grande planície amazônica. Alguns rios têm trechos que drenam planícies embutidas, como as depressões do Pantanal (Rio Paraguai) e do Bananal (Rio Araguaia), além das relativamente pequenas planícies litorâneas atlânticas. O regime fluvial dos rios intertropicais e subtropicais brasileiros reflete inteiramente o regime pluvial, ditado pelas chuvas de verão em quase todo o país e pelas chuvas de inverno na costa Nordeste Oriental. O Amazonas é a única exceção, onde a in-



Figura 1. Rio Paramirim, na Bahia, com o leito arenoso seco, característico da drenagem do sertão nordestino durante as prolongadas secas que afetam a região.

teração de diferentes fontes de água criou um regime fluvial complexo, devido à coleta de águas tanto do hemisfério sul quanto do norte, com estações climáticas antagônicas, além do fato de suas cabeceiras situarem-se nos altiplanos andinos, em áreas sujeitas a glaciações de altitude (Ab'Sáber 1954).

As principais características das maiores bacias hidrográficas brasileiras são sumariadas no Quadro 1, de acordo com a área que ocupam, vazões médias e vazões de estiagem, denotando a estreita relação das vazões com as épocas chuvosas.

PRINCIPAIS BACIAS HIDROGRÁFICAS BRASILEIRAS

Fundamentalmente, três grandes divisores são os responsáveis pela formação das maiores bacias hidrográficas do Brasil, sendo determinantes na distribuição da drenagem no continente sul-americano. São eles: o Planalto Brasileiro, o Planalto das Guianas e a Cordilheira dos Andes, todos soerguidos à posição atual

por levantamentos episódicos, principalmente durante o Cenozoico. A partir dessa compartimentação de primeira ordem dos terrenos, a rede hidrográfica brasileira é dividida em 12 principais bacias de drenagem, conforme indicado no Quadro 1 (Matos et al. 2007).

Propõe-se, neste capítulo, com base no contexto geotectônico e geológico das bacias hidrográficas, uma compartimentação da rede hidrográfica brasileira em 11 bacias principais (Fig. 2), como segue:

1. Bacia Amazonas
2. Bacia Tocantins-Araguaia
3. Bacia Parnaíba
4. Bacia São Francisco
5. Bacia Alto Paraná
6. Bacia Alto Paraguai
7. Bacia Alto Uruguai
8. Bacia Atlântico Sul-Sudeste
9. Bacia Atlântico Leste
10. Bacia Atlântico Nordeste
11. Bacia Atlântico Norte

Durante muito tempo, considerou-se que a desembocadura do Amazonas dava-se na região de Belém. Hoje, o rio (Rio Pará) que banha a capital paraense não é considerado como foz do Amazonas, fazendo parte da Bacia Hidrográfica do Tocantins (Fig. 3). A foz do Amazonas está no lado norte-ocidental da Ilha de Marajó. Isso faz com que a cidade de Macapá seja considerada a única capital banhada pelo rio.

As bacias dos altos rios Paraná, Paraguai e Uruguai fazem parte da grande Bacia do Prata, porém, dentro do território brasileiro, ocupam sub-bacias com divisores bem definidos e estão inseridas em contextos geotectônicos diferentes. As bacias Atlântico Sul e Sudeste foram reunidas

Quadro 1. Vazões médias e de estiagem nas regiões hidrográficas do Brasil

Região Hidrográfica	Área (10^6 m^2)	Vazão média (m^3/s)	Vazão de Estiagem ¹ (m^3/s)
Amazonas ²	3.869.953	131.947	73.748
Tocantins-Araguaia	921.921	13.624	2.550
Atlântico Nordeste Ocidental	274.301	2.683	328
Parnaíba	333.056	763	294
Atlântico Nordeste Oriental	286.802	779	32
São Francisco	638.576	2.850	854
Atlântico Leste	388.160	1.492	253
Atlântico Sudeste	214.629	3.179	989
Atlântico Sul	187.522	4.174	624
Uruguai ³	174.533	4.121	391
Paraná	879.873	11.453	4.647
Paraguai ⁴	363.446	2.368	785
Brasil	8.532.772	179.433	85.495

(1) Vazão com permanência de 95%; (2) a Bacia Amazônica ainda compreende uma área de 2,2 milhões de km^2 em território estrangeiro, contribuindo também com adicionais $86.321 \text{ m}^3/\text{s}$, em termos de vazão média; (3) a Bacia do Rio Uruguai compreende, ainda, adicionais 37 mil km^2 em território estrangeiro, contribuindo com $878 \text{ m}^3/\text{s}$; (4) a Bacia do Rio Paraguai compreende adicionais 118 mil km^2 em território estrangeiro e contribuição de $595 \text{ m}^3/\text{s}$. (Modif. de Matos et al. 2007)

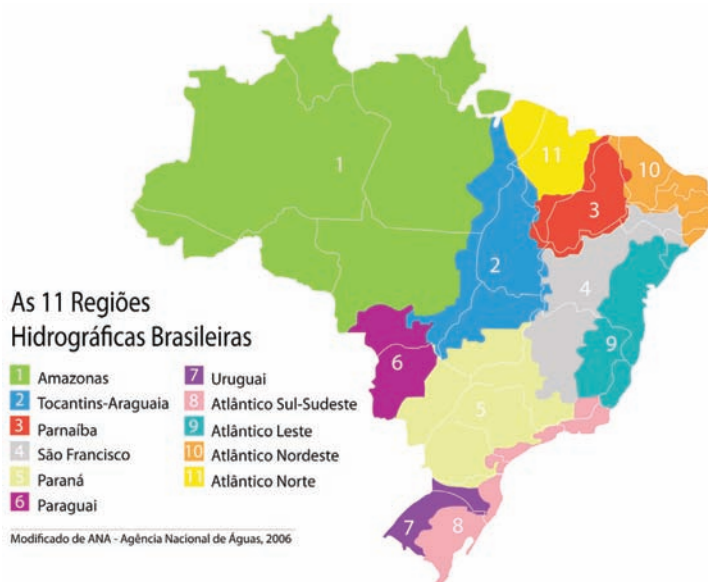


Figura 2. Classificação das bacias hidrográficas brasileiras considerando a compartimentação tectônica do território, em complementação à hidrografia

numa só, porque ambas estão associadas ao soerguimento da extensa área da Serra do Mar, que se prolonga para o norte até a Bacia Atlântico Leste, no Estado do Espírito Santo, dela estando separada pelo Rifte Continental do Sudeste do Brasil, onde se instalou a drenagem do Rio Paraíba do Sul. As bacias Atlântico Nordeste e Atlântico Norte encontram-se separadas pela Bacia Parnaíba e drenam áreas correspondentes a unidades geotectônicas distintas, a primeira cristalina e a segunda sedimentar.

A ORIGEM DA REDE HIDROGRÁFICA BRASILEIRA

O intrincado sistema hidrográfico do Brasil originou-se de processos evolutivos envolvendo continuada atividade geotectônica e epirogenética associada a mudanças climáticas no decorrer do tempo geológico. Neste capítulo, apesar dos poucos estudos abordando especificamente a origem dos grandes rios brasileiros, procura-se resgatar, com base nos dados existentes e nas contribuições diversas, a história geológica e geomorfológica da atual configuração da rede de drenagem, bem como determinar a época em que foi estabelecida. Contudo, em complementaridade a esses estudos, existem numerosas publicações que tratam isoladamente da evolução cenozoica de diversas partes do Brasil, com base em investigações sobre a tectônica neogênica ± e suas causas ± que afetou o nosso território nos últimos milhões de anos.

É reconhecida a evolução do relevo por meio de soerguimentos sucessivos da Plataforma Sul-Americana desde a passagem do Cretáceo para o Cenozoico, quando o continente sul-americano teria sido arrasado por erosão de abrangência continental muito duradoura. Como consequência das condições reinantes nesse contexto, os processos erosivos em diversas fases e níveis distintos, já

a partir do fim do Cretáceo, deram origem a uma extensa superfície de pediplanação que se estendeu praticamente por todo o Território Brasileiro e Africano Ocidental. Essa superfície, de extensão continental, recebeu a denominação de “Superfície Sul-Americana e correlatas” (Japi), e alguns de seus testemunhos encontram-se preservados em diferentes níveis topográficos, em várias partes do território nacional (King 1956, Almeida 1956, Freitas 1951a e 1951b, Ab’Sáber 1988) (Fig. 4).

O arrasamento generalizado que resultou na formação dessa ampla superfície deu-se essencialmente por intermédio da ação de água corrente sob a forma de fluxos em clima árido, com contribuição de processos de regressão de escarpas. A superfície pediplanada foi rebaixada pela erosão, configurando-se a Plataforma Sul-Americana, à época, numa extensa planície ou pediplano em que as baixas altitudes e a ausência de desníveis não favoreciam a presença de rios muito caudalosos e encaixados que tivessem calhas bem definidas. De maneira resumida, pode-se afirmar que a paisagem era monótona e plana, com altitudes próximas ao nível do mar e grandes áreas deprimidas, onde o lençol freático era muito raso e as condições eram propícias à precipitação de coberturas ferruginosas (laterização) com espessuras variadas, cimentando coberturas detríticas características dos processos de pediplanação (Fig. 5). O quadro do relevo de pelo menos boa parte do Planalto Brasileiro, no fim do Cretáceo, devia assemelhar-se, nas palavras de Ab’Sáber (1949), a uma “vasta extensão de terras baixas, nas quais se entremeavam os restos, um tanto aplainados e esbatidos, dos núcleos cristalinos criptozoicos (...)”.

De grande importância na evolução do relevo do Brasil, é o estágio de Ativação Mesozoica da Plataforma Sul-Americana, iniciada no Triássico e que perdurou até o Mioceno. A Ativação começou como resultado dos processos iniciais de abertura oceânica e fragmentação do Gondwana, acompanhados pelos colossais derrama-

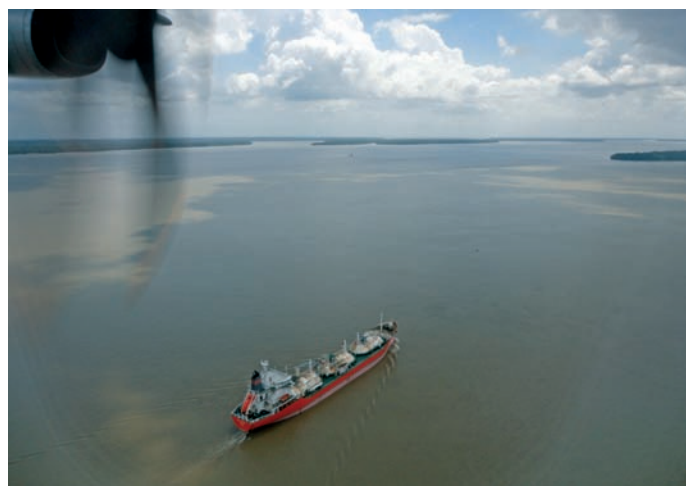


Figura 3. Rio Pará, onde se encontra o sistema portuário de Belém, capital do estado do Pará

PROVÍNCIAS CÁRSTICAS E CAVERNAS NO BRASIL

William Sallun Filho
Ivo Karmann

Carste é um terreno com hidrologia e formas de relevo típicas decorrentes da combinação da alta solubilidade de certas rochas com o desenvolvimento de porosidade secundária na forma de condutos. O termo “carste” é derivado de uma região da Eslovênia, denominada localmente de *kras*, caracterizada pela ausência de drenagem superficial e presença de afundamentos de terreno, cavernas e rios subterrâneos (Gams 1993).

O relevo cárstico é caracterizado por feições peculiares do terreno, que resultam de importantes processos de dissolução tanto por águas superficiais como subterrâneas, tais como solos típicos, depressões fechadas, dolinas e sistemas de cavernas, além da ausência ou escassez de drenagem superficial. Constitui um sistema geomorfológico típico, com paisagens únicas que, quando plenamente desenvolvido, apresenta três setores bem definidos: área de entrada (de captação ou recarga); sistemas condutores, principalmente subterrâneos, e área de saída (descarga) de água subterrânea. Sistemas cársticos distintos, chamados de “hipogênicos”, são encontrados em locais onde a circulação de água profunda, ascendente, termal ou não, sem recarga direta com águas superficiais, dissolve as rochas de baixo para cima.

CARSTE E CAVERNAS

As formas de superfície mais comuns no carste compreendem lapíás (ou *karren*), dolinas, uvalas e poliês (ou *poljes*). Os lapíás são formados pela ação das águas da chuva escoando diretamente sobre rochas carbonáticas ou

após infiltradas em solo superposto. São representados por muitas formas distintas, como as caneluras (mais verticalizadas) e os alvéolos (aspecto de “favo de mel”). As dolinas, formas típicas do carste, são depressões fechadas, afuniladas ou cilíndricas, com alguns metros até quilômetros de diâmetro, formadas por dissolução ou por colapso do teto de cavernas. As uvalas são dolinas compostas originadas pela coalescência lateral de várias dolinas simples. São formadas pela evolução progressiva de sistemas de dolinas, quando as águas de escoamento superficial passam para a circulação subterrânea, abandonando redes de vales secos como feições superficiais residuais. Os poliês correspondem a superfícies planas de até centenas de quilômetros quadrados, que comumente são margeadas por encostas abruptas, frequentemente controladas por feições estruturais. Os fundos dos poliês representam áreas com nível da água raso, acúmulo de sedimentos detríticos e drenagem superficial parcialmente ativa, que podem ser inundadas sazonalmente, com sumidouros nas bordas rochosas da área deprimida.

Na porção subterrânea, o aquífero cárstico compreende condutos de diversos formatos e dimensões, desde os protocondutos (canalículos com diâmetros milimétricos a centimétricos) até condutos de grandes dimensões, chamados de “cavernas” quando acessíveis ao ser humano. Segundo White e White (1989), a caverna é uma cavidade natural em rocha, que atua como conduto de circulação de água. Os principais processos envolvidos, no caso das rochas carbonáticas, são: corrosão (dissolução química), erosão (remoção física) e colapso (abatimento



Figura 1. Entrada do sumidouro da Gruta Casa de Pedra, com mais de 200 metros de altura. Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira, Iporanga, SP.

gravitacional). Os sistemas condutores formam condutos interligados e, localmente, podem apresentar-se alargados por dissolução e/ou colapso.

As rochas de maior solubilidade são as que mais favorecem o desenvolvimento do carste, principalmente as rochas carbonáticas, ou seja, aquelas cuja composição contém o radical CO_3^{2-} (entre elas estão calcários, dolomitos e mármore). Mesmo com a acidez da água e a presença de rochas solúveis, a formação de carste e cavernas, bem como seus padrões e características, dependem da ocorrência de discontinuidades naturais, espessura do corpo considerado e estrutura da rocha.

O critério fundamental na identificação de áreas mais propícias à formação de carste e cavernas é a geologia. É essencial a existência de condições favoráveis à espeleogênese, como: geomorfologia, história paleoclimática e existência de unidades litoestratigráficas adequadas, como, por exemplo, rochas carbonáticas.

Karmann e Sánchez (1979, 1986) designaram as áreas mais propensas à espeleogênese de províncias espeleológicas, dentre as quais são reconhecíveis diversos distritos espeleológicos. As províncias estão relacionadas a uma unidade litoestratigráfica composta de rochas mais favoráveis aos processos cársticos. Os distritos são defi-

nidos por fatores de natureza local ou regional, tais como fácies litológicas, compartimentações topográficas, características microclimáticas e padrões de cobertura vegetal. Os diversos distritos podem ser subdivididos em sistemas espeleológicos, que são estabelecidos não só em função das características das áreas de afluxo, de defluxo e de escoamento subterrâneo de águas, mas também dependendo das estruturas geológicas associadas (padrões de falhas, dobras e rochas associadas). A classificação hierarquizada foi empregada com sucesso por Karmann e Sánchez (1986) na sistematização das cavernas do Brasil, necessitando ser atualizada.

IDADE E DISTRIBUIÇÃO

A grande maioria das feições foi originada nos últimos milhões de anos, embora as rochas calcárias estejam expostas na superfície terrestre há muito mais tempo. Outras rochas, além das carbonáticas, permitem a formação de carste, como os evaporitos $\pm$ gesso ou sal, por exemplo $\pm$ também possibilitam dissolução pela água, gerando sistemas cársticos. Já as rochas siliciclásticas, entre elas os arenitos e os quartzitos, são compostas principalmente de quartzo, mas podem gerar cavernas por meio da lenta dissolução desse material, o que normalmente acontece sob clima quente. A dissolução também forma diminutos canais (protocavernas), que são alargados por ação mecânica. No caso de rochas siliciclásticas, alguns autores as consideram como carstes e outros como pseudocarstes, havendo, portanto, controvérsia sobre o tema (Gunn 2004).

DISTRIBUIÇÃO NO BRASIL

Estima-se que cerca de 13% das áreas continentais da Terra sejam constituídas de rochas carbonáticas, que se distribuem preferencialmente pela Europa, leste da América do Norte e leste e sudoeste da Ásia (Fig. 2, Tab. 1) (Williams e Fong 2012). Apenas 10 a 15% das áreas continentais apresentam rochas carbonáticas com condições favoráveis para desenvolvimento de carste (Ford e Williams 2007). Apesar da reduzida extensão em área, cerca de 20 a 25% da população mundial depende da água subterrânea associada a aquíferos cársticos para atender às suas demandas vitais (Ford e Williams 2007).

No Brasil, apesar da grande ocorrência de cavernas em rochas siliciclásticas e formações ferríferas, a maioria dos terrenos cársticos e o maior volume de condutos existentes são associados às rochas carbonáticas. As rochas carbonáticas existentes no Brasil depositaram-se no Proterozoico, predominantemente no Neoproterozoico, e consolidaram-se em áreas cratônicas e faixas dobradas associadas. Em menor quantidade, ocorrem carbonatos do Paleoproterozoico e Mesoproterozoico; no Fanero-



LENÇÓIS MARANHENSES

Andrea Bartorelli

A costa norte do Maranhão caracteriza-se por um clima semiárido e no seu domínio, cerca de 370 km a leste-nordeste de São Luiz, capital do estado, encontra-se extenso campo de dunas onde se situa o Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses (PNLM). A área de dunas ocupa uma superfície de 155 mil hectares e só não é um deserto verdadeiro devido à existência de períodos chuvosos, que propiciam a presença de rios e lagoas, além dos manguezais, tendo em vista a sua localização em terrenos rebaixados junto à costa (Fig. 1).

O campo de dunas limita-se ao norte com o Oceano Atlântico, ao sul com os tabuleiros dissecados do Grupo Barreiras, a leste com o Rio Parnaíba, na divisa do Maranhão com o Piauí e, a oeste, com a Baía de São José, do lado oriental da Ilha de São Luiz, e o Rio Itapecuru. Esse grande espaço está compreendido entre os paralelos 02°14'26" e 03°26'25" de latitude sul e os meridianos 44°15'24" e 41°47'37" de longitude oeste. Segundo Gonçalves et al. (2003), a região corresponde ao maior registro de sedimentação eólica quaternária da América do Sul e tem grande importância para a pesquisa sobre a origem e a evolução de depósitos eólicos.



Figura 1. Mapa da área dos Lençóis Maranhenses. (Modif. de <viagem.uol.com.br,> acesso em 27/05/2012)

O principal acesso à região dos Lençóis Maranhenses é a partir da localidade de Barreirinhas, banhada pelo Rio Preguiças, que desemboca no mar na extremidade oriental dos depósitos de areia, junto aos povoados de Mandacaru e Caburé (Fig. 2). O Rio Preguiças destaca-se devido à drenagem influenciada pelas marés, sendo que considerável trecho de seu baixo curso é de águas salobras, dando lugar rio acima a uma vegetação de água doce, com presença de buritis, numa passagem bastante bem definida.

ASPECTOS HISTÓRICOS E OCUPAÇÃO

A criação de Barreirinhas, pela Lei Provincial de Nº 481, de 18 de junho de 1858, determinou que seu território fosse constituído a partir de áreas desmembradas de São Bernardo, Brejo, Miritiba (atual Humberto de Campos) e Tutoia. Após muito tempo de esquecimento, Barreirinhas hoje desponta como um dos mais importantes polos turísticos de toda a região Norte-Nordeste, graças à beleza e singularidade dos Lençóis Maranhenses. O nome Barreirinhas provém dos barrancos ou barreiras do Rio Preguiças, sustentados por argilas aluviais cenozoicas.

O Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses foi criado e reconhecido oficialmente no dia 02 de julho de 1981, por meio do Decreto Nº 86.060 do Governo do Presidente João Figueiredo.

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

Os extensos depósitos de areia dos Lençóis Maranhenses se encontram no âmbito da Bacia Sedimentar Barreirinhas, com idade cretácea, na região de domínio de dois compartimentos geológicos principais, que apresentam características geocronológicas, tectônicas e sedi-



Figura 2. Toponímia das localidades na região dos Lençóis Maranhenses (Disponível em: <www.maramazon.com>, acesso em 27/05/2012)

mentares distintas. Enquanto ao sul estende-se a ampla bacia intracratônica do Parnaíba, ao norte ocorrem as bacias mesozoicas tipo rifte da margem continental, representadas pelo gráben de Ilha Nova e pela Bacia de Barreirinhas. Esses dois domínios são separados pelos arcos tectônicos de Ferrer-Rosário-Bacaba e Urbano Santos, cujo soerguimento favoreceu a erosão do pacote superior da sequência sedimentar da Bacia do Parnaíba, e cuja influência na evolução das bacias da margem continental foi muito grande (CPRM 2000 apud Gastão e Maia 2010). Os arcos se originaram com os eventos relacionados à abertura do Oceano Atlântico e representam altos do embasamento cristalino que deram origem às bacias tipo rifte de Ilha Nova e de Barreirinhas.

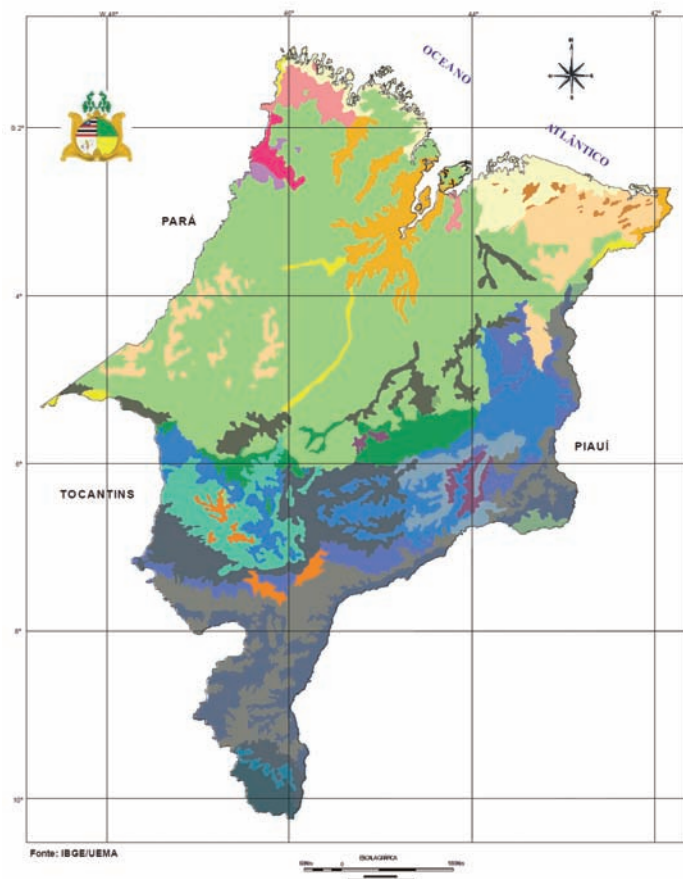
A Bacia Barreirinhas, que abriga os depósitos arenosos dos Lençóis Maranhenses, é constituída por três megasequências, correspondentes às fases pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte. Engloba rochas vulcânicas e sedimentares paleozoicas, sedimentos clásticos e carbonáticos cretáceos e carbonatos do Mioceno ao Recente, além de coberturas clásticas pliopleistocênicas do Grupo Barreiras. A parte emersa da bacia é afetada por falhas normais lístricas com direções WNW e ENE, que definem um sistema distensivo cortado por falhas transcorrentes mais novas, orientadas segundo NE-SW (Soares et al. 2008 apud Gastão e Maia 2010). Na Figura 3, é ilustrado o mapa geológico do Maranhão, onde encontra-se indicada a região dos Lençóis.

A fonte de areia das dunas litorâneas é diversificada, sendo que uma das principais corresponde ao estoque de areia fornecido por sistemas fluviais ou costeiros (correntes de deriva litorânea), além de praias, com aporte de areia pelo mar (Giannini et al. 2005 apud Bartorelli et al. 2010). No litoral Nordeste do Brasil, como no caso dos Lençóis Maranhenses, há grande contribuição dos sedimentos do Grupo Barreiras, principalmente durante os períodos de recuo do nível do mar, correspondentes às épocas glaciais.

Nessas épocas de clima mais árido, a atual plataforma continental submersa encontrava-se exposta e à

mercê de ventos fortes que, associados à maior disponibilidade de areias soltas, devido à secura da região, deram origem a grandes dunas, possivelmente do tipo parabólico, como as altas dunas ainda hoje preservadas rodeando os campos dos Lençóis Maranhenses. Sarnthein (1978 apud Bartorelli et al. 2010) assinala que o fenômeno da desertificação e da formação de campos de dunas e lençóis de areia é um processo universal nos trópicos, sugerindo que, enquanto hoje 10% das regiões compreendidas entre os paralelos 30°N e 30°S são cobertas por campos de dunas ou mares de areia, no final do Pleistoceno, há cerca de 18 mil anos, feições eólicas dominavam em cerca de 50% de toda a região compreendida entre esses dois paralelos.

Acredita-se ser lícito vislumbrar que a areia fina, homogênea e bem selecionada, que reveste o fundo marinho ao longo de toda a costa brasileira, seja parcialmente proveniente da derruição de antigas dunas parabólicas que abundavam na plataforma marinha emersa até a antiga



QHa (Aluviões Fluviais)	Jpb (Formação Pastos Bons)
QHm (Aluviões Marinhos)	TRjm (Formação Motuca)
QHe (Depósitos Eólicos)	TRs (Formação Sambaíba)
QHfm (Aluviões Flúvio-Marinhos)	PTM (Formação Mosquito)
TQb (Grupo Barreiras)	Ppf (Formação Pedra de Fogo)
TQdl (Cobertura Detrítica)	Cpi (Formação Piauí)
Ku (Formação Urucua)	Cpo (Formação Poti)
KI (Formação Itapecuru)	Pv (Granitos Brasileiros)
Kco (Formação Codo)	Pg (Grupo Gurupi)
Ks (Formação Sardinha)	Pc (Complexo Cristalino)
Jc (Formação Corda)	Kgl (Formação Grajaú)

Figura 3. Mapa Geológico do Maranhão, com indicação de depósitos marinhos e eólicos na costa oriental do estado. (Disponível em: <www.imesc.ma.gov.br/docs/PerfildoMaranhao2006-2007_2.pdf>, acesso em 26/05/2012)

ANTES DOS MAMÍFEROS: OS SINÁPSIDOS PERMOTRIÁSSICOS DO SUL DO BRASIL

Marina Bento Soares
Alessandra D. S. Boos
Téo Veiga de Oliveira

No final do período Carbonífero (cerca de 320 milhões de anos atrás), surgiram os primeiros tetrápodes amniotas, o clado que hoje consiste de “répteis”, aves e mamíferos. Devido ao seu modo de reprodução por fecundação interna, independentemente do meio aquático, e com a produção de um ovo com casca carbonática, os amniotas puderam conquistar definitivamente o ambiente terrestre. Com isso, a estrutura trófica dos ecossistemas continentais começou a estabelecer-se no sentido de a cadeia alimentar depender cada vez menos de organismos aquáticos (como algas, peixes e anfíbios). Árvores altivas e samambaias forneciam sombra à beira de pequenos corpos d’água, enquanto uma fauna diversificada de tetrápodes desempenhava os diferentes papéis que lhe cabiam: uns escavavam em busca de alimento ou para construir suas tocas, alguns pastavam e se fartavam com a vegetação mais rasteira, enquanto outros, caçadores solitários ou gregários, ficavam à espreita de suas presas. Os principais personagens deste cenário eram os sinápsidos (Synapsida), grupo que compõe uma linhagem de tetrápodes amniotas independente da linhagem dos Sauropsida, a qual inclui tartarugas, lagartos, crocodilos e aves atuais, além de pterossauros e dinossauros não avianos, entre outras formas fósseis.

O Clado Synapsida é um grupo monofilético, ou seja, um grupo natural que reúne todos os descendentes de um ancestral comum, incluindo os táxons extintos e os vivos. Nesta concepção, os seus representantes atuais são os mamíferos.

Os primeiros sinápsidos que se diversificaram e dominaram os ecossistemas terrestres foram os “pelicossauros”, que viveram durante o final do Carbonífero e em grande parte do Permiano (Romer e Price 1940, Hopson e Barghusen 1986). Eles foram os primeiros amniotas carnívoros a surgir no planeta (mas

também existiam formas herbívoras) e alguns atingiram mais de 3 m de comprimento. Os “pelicossauros” formam um grupo artificial de sinápsidos, ou seja, representam um agrupamento parafilético que compreende vários táxons aparentados, mas sem levar em consideração todos os seus descendentes (neste caso os terápsidos, que serão abordados logo adiante no texto). Entretanto, por se tratar de um termo corrente na literatura, optou-se por utilizá-lo aqui entre aspas.

Os “pelicossauros” compartilhavam muitas características anatômicas com seus primos saurópsidos, como um grande número de ossos no crânio e na mandíbula, e um esqueleto pós-craniano com a postura abduzida dos membros, ou seja, úmero e fêmur posicionados paralelos ao solo (como nos lagartos). Entretanto, sua anatomia craniana mostra que eles estão mais proximamente relacionados aos mamíferos que aos “répteis”. Isso é atestado pela presença de uma abertura, ou fenestra, localizada de cada lado da região temporal do crânio, limitada ventralmente pelos ossos jugal e esquamosal e, dorsalmente, pelos ossos pós-orbital e esquamosal (Fig. 1). Esta fenestra é encontrada em todos os sinápsidos e destina-se à fixação dos músculos adutores da mandíbula. Por conta disso, diz-se que este tipo de crânio é sinápsido (em oposição aos crânios anápsidos das tartarugas e diápsidos dos demais “répteis” e aves, com nenhuma e duas aberturas, respectivamente) (Fig. 2).

Em termos de feições osteológicas, os “pelicossauros” apresentavam um grande número de dentes indiferenciados nas margens da maxila e da mandíbula; dentes estavam presentes também no palato e na face lingual da mandíbula; as coanas (narinas internas) eram posicionadas bem anteriormente no palato, mostrando que não havia separação entre as passagens do ar e do alimento dentro da boca; as costelas ocupavam toda a caixa torácica e não havia diferenciação

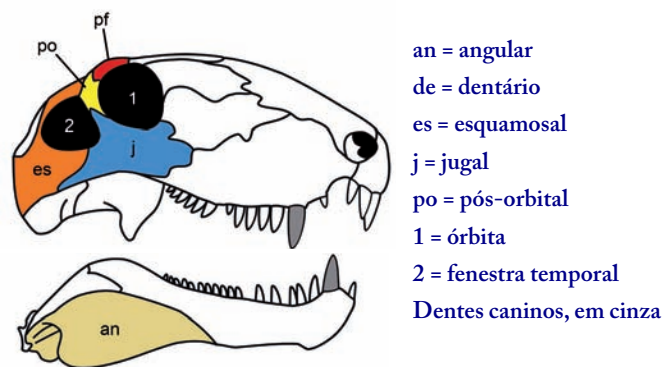


Figura 1. Crânio de *Dimetrodon* (“pelicossauro” esfenacodontídeo) em vista lateral, mostrando a abertura temporal sinápsida. (Modif. de Hopson 1994)

das vértebras na coluna. Os “pelicossauros” diversificaram-se em várias famílias, mas os táxons mais conhecidos são *Dimetrodon* (família Sphenacodontidae) da América do Norte e *Edaphosaurus* (família Edaphosauridae) da América do Norte e Europa (Fig. 3). Estes animais desenvolveram longos prolongamentos (espinhos neurais) em suas vértebras, formando uma vela que, segundo alguns autores, poderia atuar na regulação térmica corporal como superfície de troca de calor (Bennet 1996). O registro dos “pelicossauros” é praticamente restrito ao hemisfério norte (Laurásia), sendo a grande maioria das formas proveniente da América do Norte (Reisz 1980), mas fósseis são também encontrados na Rússia e na Europa. O único táxon de “pelicossauro” registrado até agora em rochas do Gondwana é *Elliotsmithia* (Reisz et al. 1998), do Eopermiano da África do Sul. Para a América do Sul, Piñeiro et al. (2003) mencionaram um provável registro relictual no Permiano Superior-Triássico Inferior, do Uruguai. No Brasil, uma trilha de pegadas da Formação Corumbataí do estado de São Paulo foi atribuída a “pelicossauros” (Silva et al. 2012).

Possivelmente, devido ao seu metabolismo estar mais próximo ao dos “répteis” modernos, ou seja, ectotérmico, os “pelicossauros” tenham ficado confinados às lati-

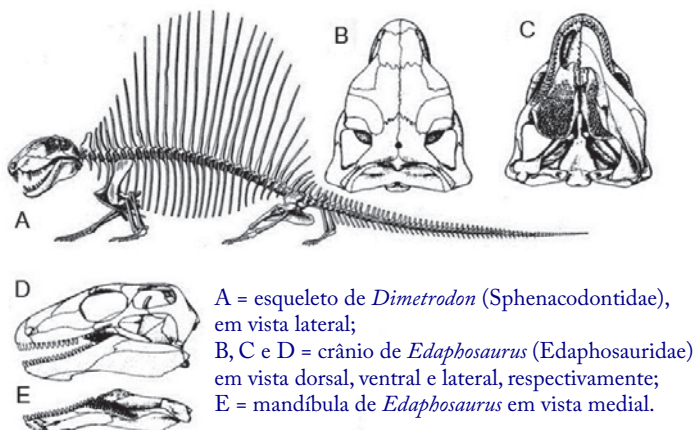


Figura 3. “Pelicossauros”. Fora de escala. (Modif. de Kemp 2005)

tudes mais baixas da Laurásia durante o Permocarbonífero, quando vigoravam condições climáticas mais amenas que no Gondwana (Fig. 4).

Ao final do Permiano, os “pelicossauros” foram substituídos por um novo grupo de sinápsidos mais avançados, os terápsidos (Therapsida). Os “pelicossauros” Sphenacodontidae são apontados como o grupo-irmão dos terápsidos (Rubidge e Sidor 2001). Dentro do grupo são reconhecidos seis clados: Biarmosuchia, Dinocephalia, Anomodontia, Gorgonopsia, Therocephalia e Cynodontia (Olson 1986). Este último inclui os mamíferos (Fig. 5).

O CLADO THERAPSIDA

A história evolutiva dos terápsidos documenta com bastante detalhe os passos anatômicos envolvidos na transição de um padrão amniota basal, pouco eficiente em termos energéticos, com um aparato mastigatório rudimentar e postura abduzida dos membros, para formas mais ativas metabolicamente, cada vez mais similares ao padrão mamaliano (Fig. 6). Comparados aos “pelicossauros” os terápsidos mostram um aumento da fenestra temporal e do processo coronoide do dentário onde os músculos adutores da mandíbula se fixam. Isso conferiu uma força maior de mordida, o que também é atestado pelo aumento dos dentes caninos (Fig. 7).

Segundo Kemp (2012), o surgimento dos terápsidos pode ser considerado uma revolução na história da vida na Terra, uma vez que a aquisição da endotermia, capacidade de gerar calor interno e manter a temperatura do corpo constante, deu seus passos iniciais dentro da linhagem terápsida, antes mesmo do surgimento dos mamíferos. Possivelmente, esta nova estratégia fisiológica tenha possibilitado a ampla dispersão do grupo ao longo do Pangea (Laurásia e Gondwana) (Fig. 8).

É importante observar que a ampla distribuição temporal dos terápsidos não mamíferos, do Neopermiano ao Eocretáceo, implica na sobrevivência do grupo ao maior evento de extinção em massa que ocorreu no planeta no limite Permotriássico, dizimando cerca de 90% de todos os organismos que viviam, seja no domínio terrestre

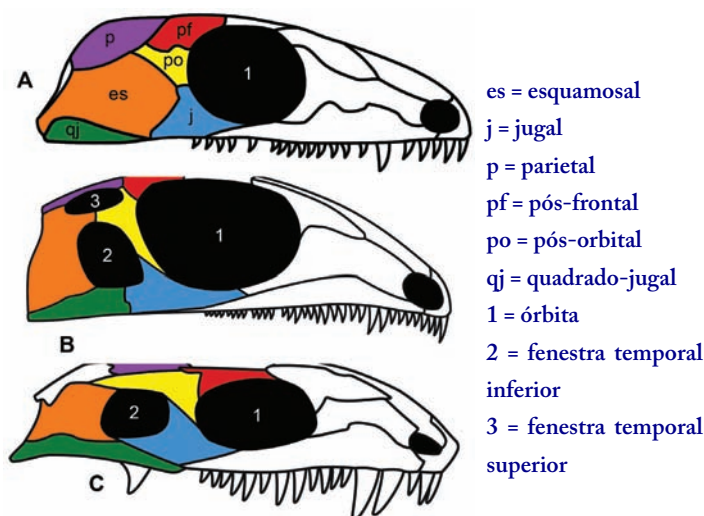


Figura 2. Padrões cranianos dos amniotas. (A) amniota primitivo *Paleothyris* (Caroll 1988); (B) diápsido primitivo *Petrolacosaurus* (Carroll 1988); (C) “pelicossauro” caseassáurio *Eothyris* (Reisz et al. 1999)

Pedro Victor Zalán

A geologia da Plataforma Sul-Americana aqui-nhou o Brasil com recursos petrolíferos razoavelmente expressivos. Considerando-se que no Brasil somente a Petrobras, praticamente, possui reservas auditadas e provadas significativas, os números constituem excelente retrato da riqueza petrolífera de nosso país. A Petrobras possuía reservas provadas da ordem de 15,71 bilhões de barris de óleo equivalente (reservas critério SPE) ao final de Dezembro de 2011 (Fig. 1), dos quais 13,15 bilhões de barris de óleo (reservas critério SPE) e 13,84 trilhões de pés cúbicos de gás (reservas critério SPE). Segundo o Anuário Estatístico de 2012 da Agência Nacional de Petróleo (ANP, <www.anp.gov.br>), o Brasil possui reservas provadas de óleo de 15,05 milhões de barris e 16,08 trilhões de pés cúbicos de gás, situando-se em 14º lugar entre os maiores portadores de reservas de óleo no mundo e em 31º lugar entre as maiores reservas de gás (*ranking* apresentado na *BP Statistical Review of World Energy*, Junho 2012). A produção média da Petrobras no 1º Semestre de 2012 foi de 2.018.300 barris de óleo por dia e 57.669.100 m³ de gás por dia, equivalendo a uma produção de 2.381.038 barris de óleo equivalente por dia.

O fato mais marcante relacionado a petróleo no Brasil é que a história da exploração, no nosso país, é extremamente recente se comparada com a história mundial. A primeira descoberta de petróleo no mundo ocorreu em 1859, em Titusville, Pensilvânia, USA. A Petrobras começou suas atividades quase cem anos depois, em 1954 (Fig. 1). Imaginem só, uma empresa recém-criada, praticamente do nada, ter que atuar e concorrer em um mercado com 100 anos de intensa atividade. Em apenas metade deste tempo, com cinquenta e oito anos de atuação, a Petrobras ocupa a 15ª colocação entre todas as empresas petrolíferas do mundo, (segundo critérios da *Petroleum Intelligence Weekly*, Dezembro 2011). Entre as empresas de capital aberto, com ações em bolsas de valores, a Petrobras foi classificada pela revista *Forbes* em 2012 como a 10ª maior empresa do mundo e a 4ª maior empresa petrolífera, atrás apenas da ExxonMobil, Shell e PetroChina. Em termos de valor de mercado, a Petrobras já é a quinta companhia de energia do mundo (*PFC Energy*, Janeiro 2012). No gráfico

da Figura 1 fica claro que a Petrobras obteve, ao longo de sua curta história, um incremento de 1.000 vezes em suas reservas provadas. Quando iniciou as suas atividades, em 1954, a Petrobras herdou uma reserva de apenas 15 milhões de barris de óleo equivalente do extinto CNP. Cinquenta e sete anos depois suas reservas provadas ultrapassavam a marca de 15 bilhões de barris de óleo equivalente.

Sob o ponto de vista geológico, esta façanha foi extremamente difícil. Nossa geologia em termos de bacias sedimentares não era considerada, em meados do século passado, das mais promissoras em termos de reservas petrolíferas. A conjunção de bacias marginais do tipo passivas (que dominam toda a nossa costa), com imensas bacias intracratônicas interiores, não despertava a cobiça das grandes companhias petrolíferas multinacionais, as quais nunca despenderam grandes esforços e investimentos para quebrar o regime de monopólio do estado que perdurou no Brasil por mais de meio século. Suas atenções e esforços sempre foram direcionados para o Oriente Médio, Sudeste Asiático, países africanos e países subandinos. Curiosamente, o Brasil parecia imune a essas investidas, mas a razão era puramente geológica. O potencial para grandes descobertas de petróleo preconizado para o nosso tipo de bacias sedimentares era, dogmaticamente, baixo.

Coube à Petrobras, como um esforço único no mundo, contratar e treinar mão-de-obra nativa, construir uma cultura petrolífera própria, descobrir novos conceitos geológicos e de engenharia, inovar com novos métodos de pesquisa e, finalmente, assombrar a indústria petrolífera mundial, com feitos cada vez mais significativos.

Esta história de sucesso geológico da Petrobras se inicia logo após a sua fundação, com a descoberta de reservas moderadas de petróleo nas bacias do Recôncavo e Sergipe-Alagoas, em riftes abortados ou situados abaixo de bacias marginais. A novidade não era a descoberta de óleo neste tipo de bacia, mas o ambiente sedimentar em que o óleo havia sido gerado e armazenado. Nossas bacias marginais originaram-se como riftes iniciais, dentro dos quais prevaleceram ambientes essencialmente continentais. Assim sendo, as rochas geradoras de petróleo eram folhelhos lacustres e as rochas-reservatório eram arenitos fluviais,

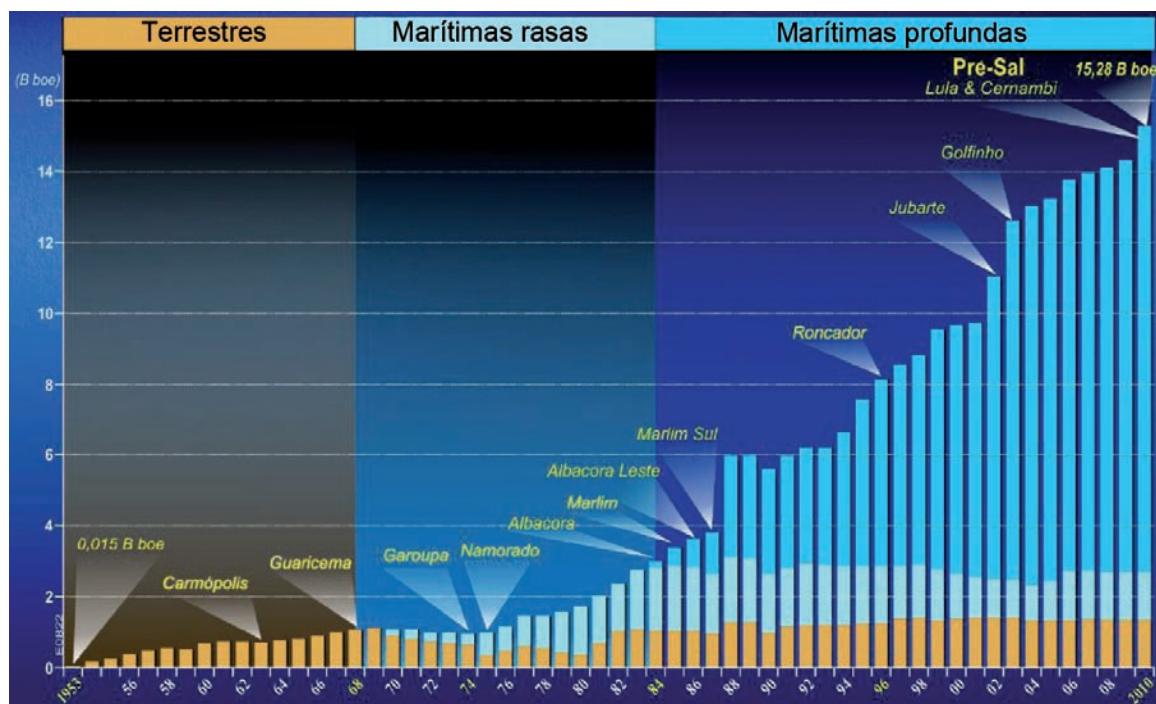


Figura 1. Evolução histórica das reservas provadas da Petrobras em barril de óleo equivalente (óleo + gás equivalente a óleo), critério SPE (Mutti e Carminatti 2012). A cor marrom indica reservas terrestres; a azul clara, marítimas rasas, e a azul-escura, marítimas profundas (acima de 300 m de lâmina d'água). Encontram-se ressaltadas algumas das descobertas mais importantes da Petrobras ao longo do tempo.

deltaicos e turbidíticos (lacustres, enfatiza-se novamente). Isto era um claro desvio do conhecimento que prevalecia no mundo na década de 1960, quando os riftes conhecidos eram na maioria de natureza marinha, e continham quantidades não expressivas de petróleo. O dogma (ambientes lacustres seriam pobres em recursos petrolíferos) reforçou-se ainda mais na década de 1970 com a descoberta de grandes reservas de óleo e gás nos riftes do Mar do Norte, onde todos os elementos dos sistemas petrolíferos eram predominantemente de natureza marinha. Posteriormente, este dogma seria definitivamente quebrado com as descobertas das grandes reservas de petróleo no pré-sal da Bacia de Santos, como pretendemos expor mais adiante.

A exploração das bacias intracratônicas brasileiras de idade paleozoica (ver Fig. 1, Cap. 20) não havia respondido aos grandes esforços despendidos nas décadas de 1950 e 1960. As bacias marginais terrestres haviam revelado apenas reservas moderadas. Não havia outro caminho para a Petrobras a não ser a exploração das bacias marítimas. Assim sendo, em 1969, no seu segundo poço perfurado *offshore*, a companhia descobriu o seu primeiro campo no mar, o de Guaricema em Sergipe, que produz óleo até os dias de hoje. Os reservatórios eram arenitos turbidíticos, rochas estas que também não eram consideradas reservatórios importantes de petróleo na época. Era impossível, então, antever que ali se iniciava a maior história de sucesso geológico e industrial da Petrobras, ou seja, a pesquisa/descoberta/desenvolvimento de gigantescas reservas de petróleo em arenitos turbidíticos.

Curiosamente, a atenção dos geólogos brasileiros foi momentaneamente desviada dos turbiditos para as rochas carbonáticas, no meio da década de 1970, com a descoberta do primeiro campo de petróleo na Bacia de

Campos (que viria a ser, no futuro, a bacia mais importante da Petrobras): o campo de Garoupa, em 1974, em carbonatos albianos. A partir daí, focou-se a exploração neste tipo de rochas e, durante os anos seguintes, várias descobertas foram feitas nesta bacia e nestes reservatórios, em carbonatos de idade albiana (Fig. 2) e, em menor



Figura 2. Amostra de testemunho de carbonatos albianos com porosidade vulgular, saturados de óleo, Bacia de Campos.