

## 5 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA SEQUENCIAL DE ALTA RESOLUÇÃO

A estratigrafia de seqüências revolucionou a geologia sedimentar. Os conceitos incorporados por essa disciplina resultaram em uma profunda mudança no pensamento geológico, tendo se tornado nas últimas décadas o principal método de análise estratigráfica utilizado por geólogos em todo o mundo. Sua principal característica é a multidisciplinaridade, evidenciada pela integração de dados e métodos de diversas áreas, dando maior robustez às interpretações e aos resultados alcançados (CATUNEANU, 2006).

A análise estratigráfica sequencial tem como critério fundamental as mudanças no padrão de empilhamento das fácies sedimentares, induzidas pelas variações da acomodação e das taxas de suprimento sedimentar ao longo do tempo. Essas mudanças dão origem a superfícies estratigráficas que podem marcar importantes variações no regime de sedimentação em escala de bacia, sendo relevantes para a correlação estratigráfica e para o próprio entendimento da evolução sedimentar da área estudada (CATUNEANU, 2006).

Ao longo da evolução dos conceitos da estratigrafia de seqüências, diversas superfícies estratigráficas foram definidas como, por exemplo – estas classificadas como superfícies principais (*major surfaces*) - a superfície de regressão máxima (SRM), a superfície de inundação máxima (SIM) e a discordância subaérea (DS). Discussões quanto à utilização de cada uma delas para definição dos limites das seqüências, unidades fundamentais da estratigrafia de seqüências, se tornaram frequentes. Surgiram diversas abordagens para a individualização dos ciclos deposicionais, usualmente em função do tipo de depósito sedimentar sob análise, o que gerou a definição, por exemplo, das seqüências deposicionais (VAIL et al., 1977; POSAMENTIER et al., 1988), seqüências genéticas (GALLOWAY, 1989) e seqüências T-R (EMBRY e JOHANNESSEN, 1992).

Existe hoje um consenso majoritário (CATUNEANU et al., 2011) de que uma seqüência pode ser limitada por duas superfícies estratigráficas quaisquer dentre as superfícies principais, desde que ambas possuam a mesma gênese, limitando, portanto, um ciclo sedimentar completo. Desta forma, pode-se definir uma seqüência como: uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de variação da acomodação ou do suprimento sedimentar. Tal definição é genérica, independe

de modelos, e engloba todos os tipos de sequência que podem se desenvolver em qualquer escala espacial ou temporal (CATUNEANU et al., 2011). Mais pragmaticamente, levando em conta elementos observados na exposição rochosa, pode-se conceber uma sequência como sendo uma sucessão de estratos que apresenta um ciclo completo de variação de seu padrão de empilhamento, sendo limitado em seu topo e base por superfícies estratigráficas (CATUNEANU & ZECCHIN, 2013). O conceito de sequência é reforçado quando se pode demonstrar a rastreabilidade destes intervalos e constatar na seção vertical a repetibilidade dos padrões de empilhamento.

A estratigrafia de sequências difere significativamente dos métodos estratigráficos analíticos como a bioestratigrafia e a litoestratigrafia. Os últimos envolvem a subdivisão e a correlação do registro sedimentar de forma objetiva, sem utilizar interpretações complexas para tal. Já as correlações realizadas à luz da estratigrafia de sequências dependem fundamentalmente de interpretação e do desenvolvimento de um modelo conceitual, que deve abordar questões como, por exemplo, considerar os principais controles alogênicos (tectônica, eustasia, clima etc.) atuantes à época da sedimentação e a interpretação das condições ambientais vigentes durante a deposição das diferentes fácies sedimentares observadas (CATUNEANU et al., 2011).

Porém, apesar de seu caráter genético, não se deve considerar a estratigrafia de sequências como uma disciplina desenvolvida isoladamente, e sim como uma metodologia que engloba diversas disciplinas do campo da geologia sedimentar. A importância da sedimentologia é particularmente evidenciada em estudos de estratigrafia de alta resolução, onde se busca elucidar questões associadas à ciclicidade de fácies dentro dos limites de determinado sistema deposicional. Nesses casos, uma boa análise sedimentológica é imprescindível, uma vez que os critérios envolvidos na interpretação de superfícies estratigráficas envolvem invariavelmente a análise da natureza das fácies ou dos padrões de empilhamento de fácies que estão em contato através da superfície em questão (CATUNEANU, 2006).

A construção de um arcabouço estratigráfico à luz da estratigrafia de sequências leva a uma melhor compreensão da distribuição das fácies sedimentares e, portanto, também dos sub-ambientes e ambientes de sedimentação. Trata-se de uma poderosa ferramenta para a previsibilidade tanto das variações laterais de fácies, comumente observadas nos ambientes sedimentares ou entre ambientes

sedimentares, quanto verticais, associadas às oscilações do nível de base com o tempo, o que determina, em última análise, padrões de empilhamento envolvendo as diversas fácies e ambientes, estes limitados no topo e na base por superfícies mapeáveis. Suas aplicações podem ser observadas no campo puramente científico, contribuindo para o melhor entendimento do registro geológico da Terra, como também em atividades industriais de exploração de recursos minerais e de hidrocarbonetos (CATUNEANU, 2006).

No presente trabalho, a seção analisada à luz da estratigrafia de sequências consiste na Formação Barra Velha, com ênfase em sua porção superior. Seu limite basal é uma discordância de caráter regional que a separa dos depósitos carbonáticos ricos em moluscos bivalves da Formação Itapema, e seu limite superior é definido pela base dos depósitos evaporíticos da Formação Ariri.

### **5.1 Ciclos sedimentares**

Um ciclo sedimentar é definido como sendo um grupo de diferentes litologias ou texturas (fácies) que se repetem regularmente ao longo de uma determinada sucessão sedimentar. Esta definição, baseada em critérios observacionais, deve ser considerada preliminar, não sendo suficiente para o entendimento e a caracterização de todas as possibilidades de ciclos sedimentares. A repetição de eventos no registro geológico pode ter sido causada tanto por processos episódicos quanto por processos regidos por sistemas oscilatórios (SCHWARZACHER, 1993).

Um sistema oscilatório é um sistema dinâmico que pode ser entendido como um sistema de variáveis e parâmetros que, no caso da sedimentação, descrevem, ao longo do tempo, as condições dos ambientes deposicionais. A característica mais importante deste sistema é que as variáveis devem interagir entre si de uma maneira pela qual repetidas oscilações são geradas. Na Física, é comum a classificação de sistemas oscilatórios em dois tipos, os conservativos e os não-conservativos. Os sistemas conservativos são idealizados, onde não existiria nenhum tipo de atrito (perda de energia) e, desta forma, as oscilações ocorreriam continuamente. Os sistemas não-conservativos, ao contrário, constituem-se de oscilações temporárias,

uma vez que são gerados por fontes de energia descontínuas (SCHWARZACHER, 1993).

Uma sucessão sedimentar produzida sob o governo de um sistema oscilatório é diferente de uma sucessão produzida por uma série de eventos isolados; portanto, o reconhecimento de um ciclo sedimentar genuíno depende da existência de algum sistema oscilatório. Vincular a definição de ciclos sedimentares genuínos à existência de um sistema oscilatório é uma construção lógica simples. Definir ciclos desta forma estaria de acordo com o proposto por Einsele et al. (1992), que distinguiu a estratigráfica cíclica, da estratigrafia de episódios. A diferença entre eventos cíclicos e episódicos não pode ser considerada relativa; pelo contrário, é absoluta, e está intimamente ligada à existência de um determinado sistema oscilatório. Um sistema oscilatório existe, ou não. Quando um sistema oscilatório existe, qualquer ciclo gerado sob seu governo possui atributos de tempo e, portanto, são considerados ciclos genuínos do ponto de vista cronoestratigráfico. Sucessões sedimentares geradas por eventos episódicos, ao contrário, não possuem estes atributos (SCHWARZACHER, 1993).

A classificação da origem dos ciclos sedimentares remete ao ano de 1925 quando Brinkmann os diferenciou em ciclos autônomos e ciclos externamente induzidos. Em 1964, Beerbower fez uma classificação similar propondo dois tipos, chamados autociclos e alociclos. Segundo Schwarzacher (1993), no entanto, autociclos são equivalentes a alociclos, pois ambos são gerados por sistemas oscilatórios, os que os diferencia seria a origem desses sistemas. Alociclos são induzidos por sistemas oscilatórios externos ao ambiente deposicional, ao contrário dos autociclos, cujo sistema oscilatório é governado pelas condições deposicionais locais ou, em outras palavras, por algum sistema auto-oscilatório (oscilador geológico).

Do ponto de vista qualitativo, pode-se dizer que a sedimentação envolve muitos aspectos e processos que podem se combinar para gerar um ciclo. Algumas variáveis geológicas importantes que interagem são: a acomodação, o aporte de sedimentos (taxa de sedimentação), as condições de preservação, a química da água e a bioprodução. Todas estas variáveis são inter-relacionadas e possuem certo grau de dependência (STRASSER et al., 2006), podendo formar ciclos de realimentação ou sistemas auto-oscilatórios (osciladores geológicos). Embora exista um grande número de variáveis que poderiam conduzir ao desenvolvimento de um

sistema auto-oscilatório, a literatura geológica contém poucos exemplos deste fenômeno aptos a darem genuinidade cíclica às sucessões sedimentares deles derivadas (SCHWARZACHER, 1993).

Cabe ressaltar que o termo autociclo, cunhado por Beerbower (1964) e citado por Einsele et al (1991) é usado por estes autores para definir ciclos aperiódicos causados por eventos irregulares e episódicos, como exemplo os turbiditos, tempestitos e depósitos de inundação em planícies fluviais. Para Schwarzacher (1993), ciclos gerados por estes tipos de mecanismos não podem ser considerados ciclos genuínos, pois não são registros de sistemas oscilatórios, isto é, não possuem periodicidade. Na verdade, usando a nomenclatura moderna, tais ciclos não-genuínos gerados por este tipo de sedimentação são objeto de estudo da estratigrafia de eventos ou episódica, e são governados por processos aleatórios e sem atributo temporal periódico.

Processos autocíclicos são capazes de produzir oscilações periódicas, mas, por suas características, possuem diversas limitações. Ciclos gerados sob o governo de osciladores geológicos apresentam periodicidades pouco conhecidas, mal definidas e de difícil predição, isto é, dependendo do sistema oscilatório local, o intervalo de tempo envolvido nos ciclos pode ser diferente. Além disso, por serem extremamente dependentes de condições de contorno específicas, processos autocíclicos são não-conservativos, isto é, não atuam por intervalos longos de tempo. Outra característica importante dos autociclos é sua pequena abrangência areal. Por serem registros de processos locais, autociclos não possuem uma ocorrência regional, ficando restritos a área afetada pelos osciladores geológicos.

Por outro lado, o registro sedimentar periódico gerado sob o governo de variações orbitais terrestres - de forma simples ou composta (harmônicos) - e as flutuações climáticas associadas, são considerados exemplos genuínos de ciclos, pertencendo a classe dos alociclos. Ciclos desta natureza são produzidos por mecanismos externos e independem dos elementos pertencentes ao ambiente deposicional. Os ciclos sedimentares associados às oscilações astronômicas ocupam papel relevante no ponto de vista estratigráfico por possuírem uma característica muito importante; são depositados sob o governo de um sistema oscilatório conservativo conhecido e, por isso, possuem - de forma simples ou composta (harmônicos) - periodicidades e intervalos de tempo bem definidos. Desta forma, podem ser denominados de astrociclos (STRASSER et al., 2006),

constituindo a unidade fundamental da cicloestratigrafia, uma subdisciplina da estratigrafia que foca na caracterização de ciclos sedimentares periódicos. Outra característica que deve ser destacada é sua abrangência areal. Ciclos sedimentares orbitais, por serem produzidos sob influência de mecanismos externos, não estão restritos ao ambiente deposicional aonde os ciclos são registrados, isto é, a área de domínio de um sistema oscilatório orbital tende a ser global. Portanto, os efeitos orbitais podem, em tese, ser observados em todo o planeta, refletindo-se diretamente na abrangência dos ciclos depositados sob o seu regime.

## 5.2 Ciclos astronômicos

Os efeitos da movimentação dos planetas em nosso meio ambiente são reconhecidos por qualquer pessoa: o dia e a noite, os movimentos das marés e as variações sazonais do clima são todos produtos da movimentação terrestre no sistema solar. Nos últimos séculos, os astrônomos detalharam os estudos do sistema planetário, chegando à conclusão de que a órbita terrestre e a posição de seu eixo de rotação sofrem lentas variações cíclicas, com períodos variando de milhares a centenas de milhares de anos (SCHWARZACHER, 1993).

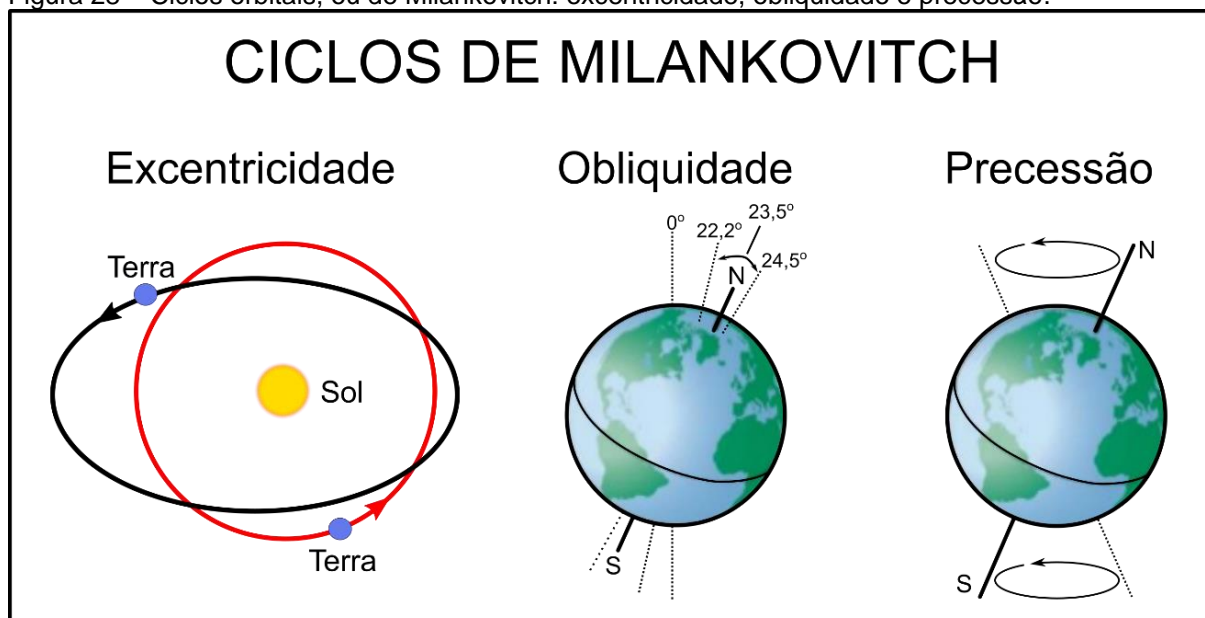
O astrônomo John Herschel (1830) foi o primeiro a sugerir que as variações orbitais terrestres deveriam influenciar o registro geológico da Terra. Croll (1875) levou adiante este raciocínio e sugeriu que as eras glaciais seriam causadas pela variação da distância entre a Terra e o Sol. Porém, a primeira interpretação de um controle orbital para a geração de ciclos sedimentares foi realizada por Gilbert (1895), ao observar as variações extremamente regulares entre carbonatos e folhelhos no sopé das Montanhas Rochosas, no Colorado, Estados Unidos. Ele argumentou que não existiria nenhum fenômeno “puramente terrestre” capaz de causar variações tão regulares e, então, sugeriu que ciclos astronômicos deveriam ser os responsáveis pelas variações climáticas que controlavam a deposição ora dos carbonatos, ora dos folhelhos (SCHWARZACHER, 1993).

No entanto, foi a partir dos estudos do matemático sérvio Milutin Milankovitch, o responsável pela primeira análise adequada da chamada teoria do controle astronômico, que se passou a associar de forma quantitativa as variações climáticas

com os ciclos orbitais. Sua *magnum opus* (MILANKOVITCH, 1941) teve como foco três principais aspectos, sendo eles: a problemática da mecânica celestial (cálculo dos elementos orbitais de nosso planeta); a quantidade de radiação solar recebida ao longo da superfície terrestre; e os impactos no clima resultantes dessas variações de suprimento energético.

Os três parâmetros orbitais que apresentam variações cíclicas e periódicas, influenciando a dinâmica climática terrestre seriam: a excentricidade, a precessão e a obliquidade. Estes ciclos tiveram suas periodicidades calculadas com precisão para o tempo presente por Berger (1978), tendo sido consagrados pelo nome de Ciclos de Milankovitch (Figura 28; SCHWARZACHER, 1993).

Figura 28 – Ciclos orbitais, ou de Milankovitch: excentricidade, obliquidade e precessão.



Fonte: Modificado de DE BOER & SMITH, 1994.

A excentricidade é a medida do grau de elipticidade da órbita descrita pela Terra ao redor do Sol. Ela é definida como sendo a relação entre o semi-eixo maior da órbita e a distância do Sol ao centro da elipse descrita, e varia entre praticamente zero (órbita circular) e 0,06 (órbita levemente elíptica). O período de um ciclo completo de variação da excentricidade é, em média, de 100 ka, com componentes principais em 99 ka e 123 ka. Variações regulares de mais baixa frequência ocorrem em cerca de 400 ka, 1300 ka e 2000 ka.

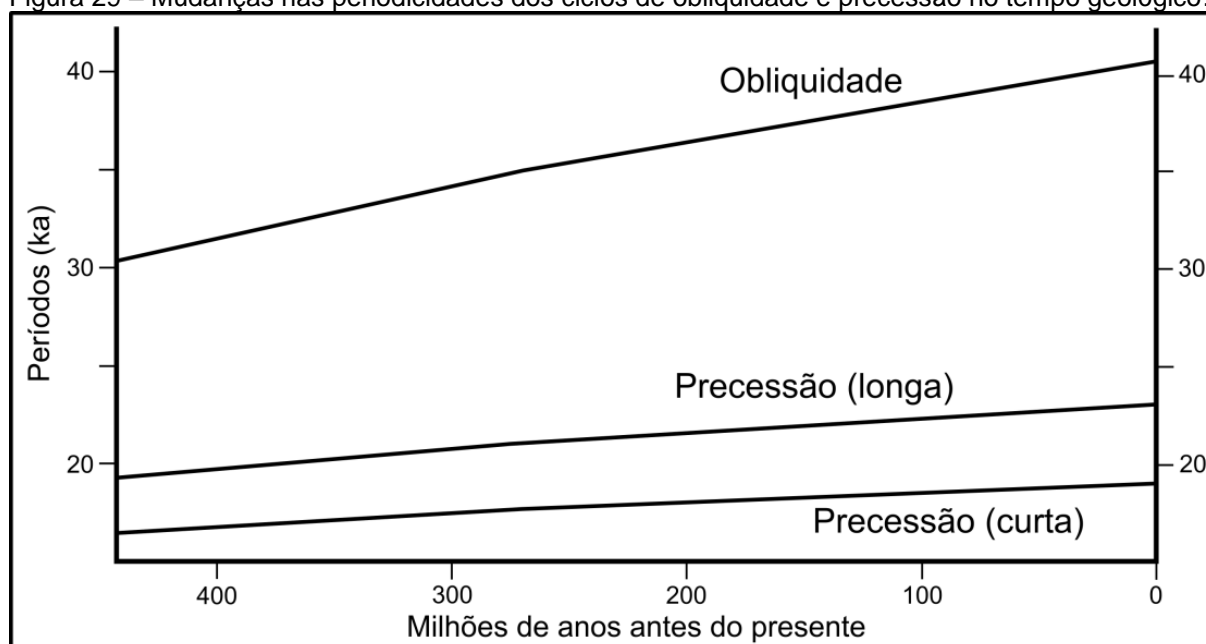
A obliquidade do eixo de rotação da Terra é o seu ângulo de inclinação em relação a uma reta perpendicular ao plano segundo o qual a Terra rotaciona ao

redor do Sol. A obliquidade varia entre  $22^{\circ}$  e  $24,5^{\circ}$  e possui periodicidade média de aproximadamente 41 ka, com períodos secundários de 39 ka e 54 ka.

A precessão é o movimento giratório do eixo da Terra em função do efeito combinado da atração solar e lunar sobre a região equatorial. O período absoluto de um ciclo de variação desse movimento é de 26 ka. Este movimento, combinado com a rotação da órbita elíptica da Terra, resulta na chamada precessão dos equinócios, ou seja, a variação da posição da Terra em sua órbita no momento em que o Sol está exatamente acima do equador e o dia e a noite possuem mesma duração. Esse movimento causa uma variação regular na distribuição da insolação ao longo da Terra, afetando especialmente os contrastes entre verão e inverno, possuindo períodos médios de 19 ka e 23 ka, com extremos em 14 ka e 28 ka. Ressalta-se que o impacto causado pela precessão dos equinócios nas variações de insolação tende a ser atenuado quando a órbita terrestre possui baixa excentricidade (BERGER, 1988).

Berger et al. (1989) pontuam que as distâncias entre a Terra e a Lua e a duração do dia já foram significativamente menores, o que acarretaria em variações nos períodos dos ciclos de obliquidade e precessão ao longo do tempo geológico, mais curtos no passado (Figura 29).

Figura 29 – Mudanças nas periodicidades dos ciclos de obliquidade e precessão no tempo geológico.

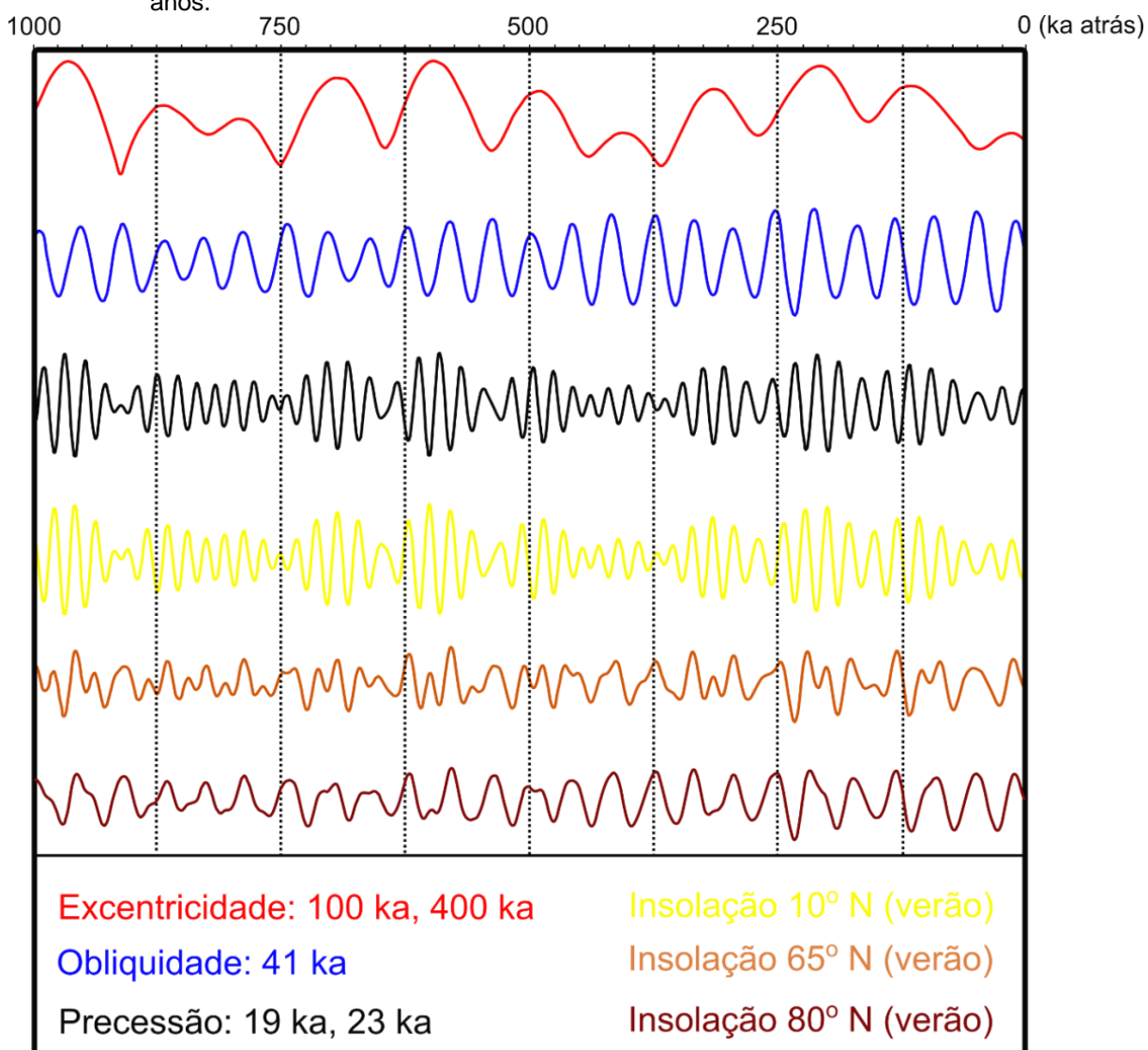


Fonte: Modificado de BERGER, 1989.



De acordo com a teoria de Milankovitch, as variações cíclicas e periódicas da distância entre a Terra e o Sol e da inclinação do eixo terrestre produzem mudanças na quantidade de insolação recebida pela Terra em sua atmosfera, o que acarreta, invariavelmente, em mudanças nas condições climáticas (Figura 30; SCHWARZACHER, 1993). As variações climáticas, por sua vez, impactam em diversos parâmetros que controlam, de forma indireta ou direta, a produção, o transporte e o acúmulo de sedimentos (STRASSER et al., 2006).

Figura 30 – Periodicidades principais dos ciclos de Milankovitch e impacto na insolação em três diferentes latitudes no hemisfério norte (durante o verão) para os últimos 1 milhão de anos.



Fonte: Modificado de BERGER, 1978.

Ao longo das últimas décadas, diversos trabalhos acadêmicos evidenciaram através de análises espectrais, a presença de sinais sub-orbitais, de escala centenária a milenar, em depósitos sedimentares cíclicos. A origem destes sinais, porém, ainda não é clara, e diversas hipóteses foram levantadas a respeito de seus controles, incluindo: ciclos de atividade solar (manchas solares), que usualmente possuem dezenas a centenas de anos; sinais harmônicos da precessão; não linearidade de resposta ao controle orbital e passagem bianual do sol ao longo da zona intertropical, induzindo uma hemi-precessão (WU et al., 2012). Apesar da difícil interpretação destes ciclos e da polêmica a respeito de seus controles, a presença recorrente destes sinais em análises de depósitos de diversas naturezas e idades, reforça a hipótese de que ciclos de escala sub-orbital induzem variações climáticas capazes de exercer importante influência no registro sedimentar.

### **5.3 Cadeias de Markov: Identificação de padrões cíclicos**

Conforme discutido anteriormente, o conceito de ciclicidade sedimentar é amplamente aplicado em estudos estratigráficos. Nesse contexto é comum a utilização do termo “ciclo ideal” para descrever uma sucessão de fácies típica de determinado ambiente (ou sub-ambiente) sedimentar. Usualmente, a identificação e a caracterização de ciclos idealizados são baseadas em critérios qualitativos e na premissa assumida e, otimista, de que o intervalo analisado de fato possui alguma organização, mesmo que parcial ou quase totalmente suplantada por ruídos (BURGESS, 2016).

Uma sucessão sedimentar pode ser interpretada como sendo uma sequência de eventos ao longo de determinado período de tempo, onde os eventos são materializados pelas fácies sedimentares observadas. Desta forma, introduz-se a possibilidade de quantificar estatisticamente, avulso de qualquer interpretação, o grau de organização e a existência ou não de padrões cíclicos no registro sedimentar, através do uso de ferramentas matemáticas comumente utilizadas na análise de séries temporais (DOVETON, 1971).

Qualquer série temporal de eventos irá satisfazer a um modelo matemático pertencente a um espectro de possibilidades que vai do perfeito ordenamento (modelo determinístico), como os dias da semana, até a perfeita aleatoriedade (eventos independentes), como os resultados ao lançarmos seguidas vezes uma moeda para o alto. Modelos intermediários entre estes extremos representam uma gama de esquemas de ordenamento parcial, onde há uma tendência, não ditada inteiramente pela certeza absoluta ou pelo acaso, para que os eventos aconteçam em uma determinada sequência. Modelos desse tipo se enquadram na classe dos chamados modelos estocásticos, uma vez que apresentam algum grau de aleatoriedade (DOVETON, 1971).

Originalmente desenvolvida pelo matemático russo Andrei Markov ao analisar a alternância entre vogais e consoantes no poema “Eugeny Onegin” de Pushkin (MARKOV, 1913), a chamada cadeia de Markov é um dos modelos estocásticos com maior aplicabilidade em estudos geológicos. A estrutura básica do modelo markoviano mais simples, dita de primeira ordem, é de que um determinado evento em uma série temporal depende, em parte, do evento imediatamente anterior a ele, mas independe de todos os outros eventos anteriores. Essa dependência é conhecida como a “memória” do processo e, para o modelo de primeira ordem, corresponderia um “passo” (DOVETON, 1971).

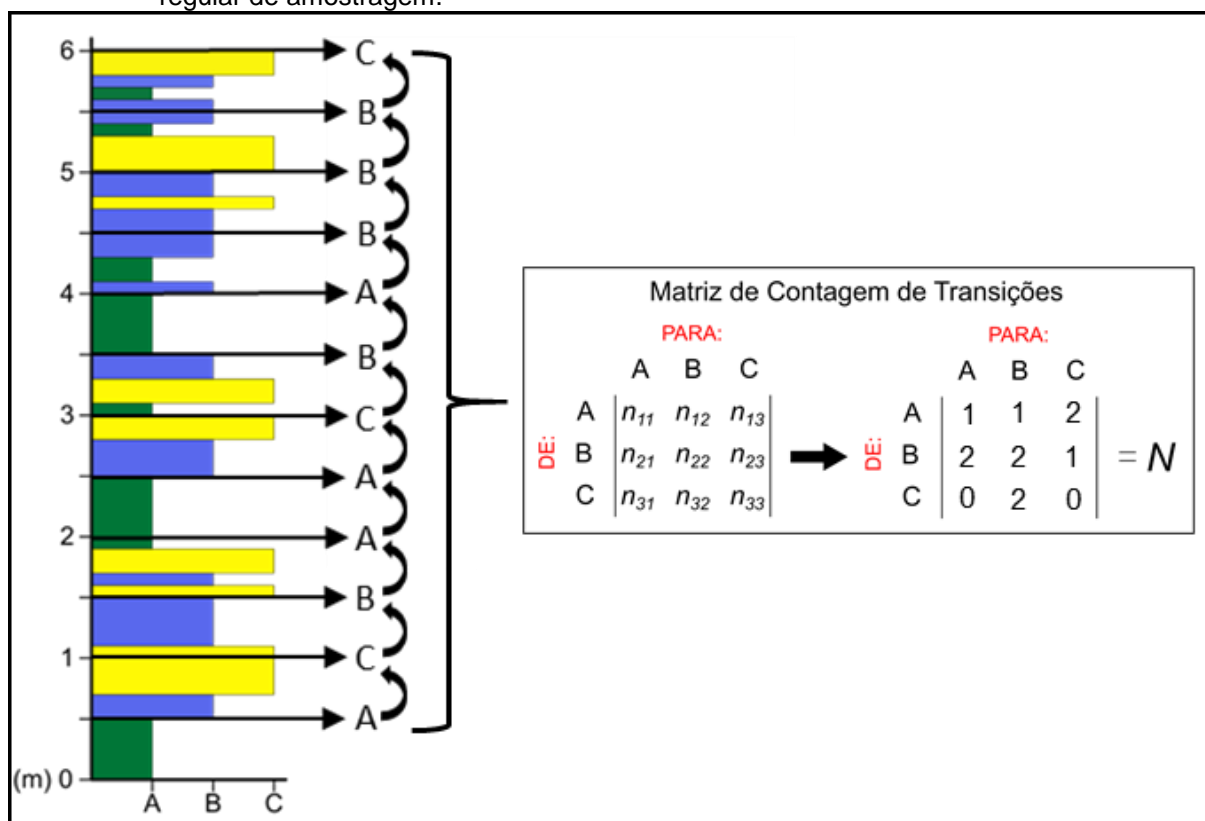
Essa teoria pode ser expandida para modelos que possuam memória de  $n$  passos. Assim, um modelo sem memória representa uma situação de eventos independentes, onde os eventos anteriores não possuem influência alguma no presente e a sucessão possui caráter aleatório. Ao contrário, modelos com longas memórias tendem a possuir esquemas complexos de ordenamento, sem influência significativa de perturbações aleatórias. Pode-se inferir que apenas modelos de memória curta sejam aplicáveis à maioria das sucessões sedimentares, sendo o modelo de primeira ordem o mais utilizado para estudos de ciclicidade sedimentar (DOVETON, 1971).

Para a análise estratigráfica, as diversas fácies sedimentares definidas podem ser visualizadas como diferentes “estados”. A sucessão é então visualizada como uma sequência de eventos no tempo, sendo cada evento pontuado por um determinado estado. Esta sequência é então analisada em termos das transições de estados, expressadas usualmente em uma matriz quadrada conhecida como matriz de contagem de transições (matriz  $N$ ).

Existem dois métodos básicos para estruturar os dados geológicos observados em uma matriz de transições, e ambos serão explanados a seguir.

No primeiro, o intervalo analisado é amostrado de forma regular a partir de sua porção basal. Os pontos são numerados consecutivamente e as transições entre as diferentes fácies podem então ser computadas na matriz. Caso a espessura de determinada camada seja maior do que o intervalo de amostragem, a mesma fácies poderá ser amostrada em pontos sucessivos, o que faz com que os elementos da diagonal principal da matriz tenham valores diferentes de zero, ou seja, admite-se a transição de uma determinada fácies para ela mesma. Da mesma forma, caso o intervalo apresente camadas com espessura menor do que o intervalo de amostragem, algumas transições serão omitidas. Neste caso, o processo markoviano é estruturado de tal forma que o tempo é considerado como uma variável discreta, uma vez que as transições ocorrem segundo uma série de intervalos discretos pré-definidos. A figura 31 exemplifica a forma de construção desta matriz considerando uma sucessão sedimentar idealizada, composta por três fácies distintas (A, B e C), e um intervalo de amostragem de 0,5 metros. Esta matriz é menos utilizada para a análise da ciclicidade sedimentar, especialmente pela dificuldade de se estabelecer um intervalo de amostragem apropriado, o que pode prejudicar a avaliação estatística dos dados.

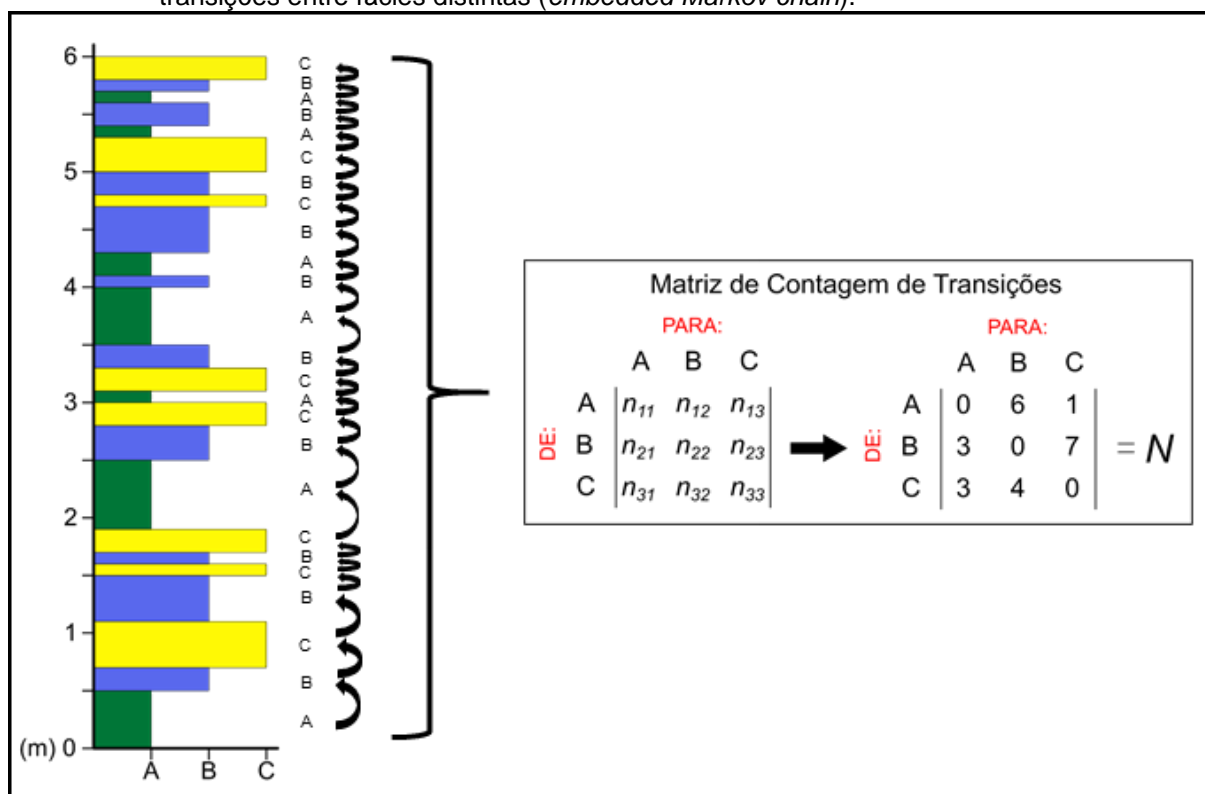
Figura 31 – Exemplo de construção da matriz de contagem de transições considerando um intervalo regular de amostragem.



Fonte: O autor, 2018.

No segundo método de construção, todas as transições entre diferentes fácies são computadas, independente das espessuras das camadas. Neste caso, o processo markoviano é estruturado de tal forma que o tempo é considerado como uma variável contínua e os elementos da diagonal principal da matriz são iguais a zero, uma vez que não são consideradas transições entre a mesma fácies. Por valorizar apenas as transições entre diferentes fácies, esta matriz, conhecida como *embedded Markov chain*, é a mais recomendada para a identificação de padrões cíclicos em sucessões sedimentares, tendo sido utilizada no presente estudo. Um exemplo de construção desta matriz, considerando o mesmo intervalo estratigráfico idealizado exposto anteriormente, é mostrado na figura 32.

Figura 32 – Exemplo de construção de uma matriz de contagem de transições considerando apenas transições entre fácies distintas (*embedded Markov chain*).



Fonte: O autor, 2018.

A matriz de contagem de transições possui as informações necessárias para verificar se um modelo markoviano de primeira ordem é aplicável ou não para a sucessão sedimentar em questão. Caso não seja, isto significa que os eventos adjacentes não possuem relação entre si, e o modelo apropriado é o de eventos independentes.

Para efetuar tal verificação, efetua-se o chamado teste de hipótese, comumente utilizado em estudos estatísticos. No caso aqui apresentado, a hipótese a ser testada, chamada de hipótese nula, é de que a sucessão sedimentar em questão foi construída de forma aleatória, ou seja, teríamos obrigatoriamente que considerar que a probabilidade de transição de determinada fácies para qualquer outra (desconsiderando transições entre a mesma fácies) é sempre a mesma. A hipótese alternativa, ao contrário, é de que a sucessão sedimentar em questão possui a propriedade markoviana de primeira ordem, ou seja, existem transições preferenciais entre determinadas fácies que evidenciam alguma organização no registro sedimentar.

O principal objetivo do teste de hipótese é o de refutar ou comprovar a hipótese nula. Para isso, compara-se estatisticamente os resultados medidos e

estruturados na matriz de contagem de transições ( $M$ ) com uma matriz de contagem de transições teórica (matriz  $E$ ), que representaria o enunciado pela hipótese nula. Portanto, é necessário construir a matriz de contagem de transições esperada caso a sucessão sedimentar fosse produto de pura aleatoriedade ( $E$ ).

Doktor et al. (2010) propõem um método elucidativo para a estimativa da matriz  $E$ . Os autores utilizaram simulações de Monte Carlo para embaralhar aleatoriamente uma sucessão sedimentar, gerando mil perfis faciográficos distintos e calculando suas respectivas matrizes de contagem de transições. Não foram permitidas transições entre a mesma fácies nestas simulações. A média dessas mil matrizes corresponderia às transições esperadas caso o intervalo fosse produto de processos aleatórios. Os autores compararam seus resultados com o método mais utilizado na literatura para estimativa da matriz  $E$ , proposto por Powers e Easterling (1982), e que possui difícil resolução matemática. Os resultados de ambos os métodos se mostraram muito similares.

Diversas outras metodologias para cálculo da matriz  $E$  - para dados estruturados em matrizes onde não são consideradas transições entre a mesma fácies - foram desenvolvidas ao longo dos anos, com especial destaque para os trabalhos de Potter e Blakely (1968), Gingerich (1969) e Read (1969).

O presente trabalho optou por utilizar o método proposto por Powers e Easterling (1982), por ser o mais utilizado e aceito atualmente na literatura. Um ponto importante e destacado por estes autores, é que o conceito de independência estatística, amplamente utilizado nas metodologias anteriores para cálculo da matriz  $E$ , não é aplicável por definição. Isto ocorre, pois estas matrizes possuem números pré-definidos em sua estrutura (valores nulos em sua diagonal), o que obviamente não aconteceria em caso de um processo aleatório. Para solucionar esse problema, os autores aplicaram o conceito de *quasi-independência*, desenvolvido por Goodman (1968), onde os elementos da matriz  $E$  são calculados pela fórmula:

$$e_{ij} = \begin{cases} a_i b_j, & i \neq j \\ 0, & i = j \end{cases} \quad (1)$$

As estimativas dos parâmetros  $a_i$  e  $b_j$  são realizadas com base em um método de ajuste proporcional iterativo. Sendo  $m$  o número de linhas/colunas da matriz de

contagem de transições medida ( $M$ ),  $n_{i+}$  a soma de sua linha  $i$ ,  $n_{+j}$  a soma de sua coluna  $j$ , então teremos:

1ª iteração:

$$a_i^{(1)} = \frac{n_{i+}}{(m-1)}, \quad i = 1, 2, \dots, m \quad (2)$$

$$b_j^{(1)} = \frac{n_{+j}}{\sum_{i \neq j} a_i^{(1)}}, \quad j = 1, 2, \dots, m \quad (3)$$

k-ésima iteração:

$$a_i^{(k)} = \frac{n_{i+}}{\sum_{j \neq i} b_j^{(k-1)}}, \quad i = 1, 2, \dots, m \quad (4)$$

$$b_j^{(k)} = \frac{n_{+j}}{\sum_{i \neq j} a_i^{(k)}}, \quad i = 1, 2, \dots, m \quad (5)$$

As iterações devem ser realizadas até que se atinja uma convergência de 1%, ou seja:

$$\left| a_i^{(1)} - a_i^{(k-1)} \right| < 0.01 a_i^{(1)}, \quad \text{para } i = 1, \dots, m \quad (6)$$

e

$$\left| b_j^{(1)} - b_j^{(k-1)} \right| < 0.01 b_j^{(1)}, \quad \text{para } j = 1, \dots, m \quad (7)$$

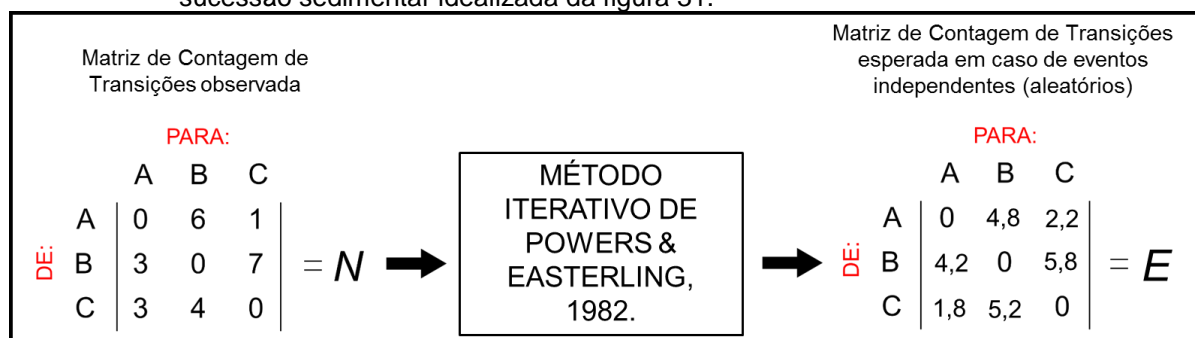
Considerando os valores finais de  $a_i^{(k)}$  e  $b_j^{(k)}$  como sendo iguais, respectivamente, a  $A_i$  e  $B_j$ , as frequências de transições estimadas para a matriz  $E$  são dadas por:

$$E_{ij} = A_i B_j, \quad \text{para } i \neq j \quad (8)$$



A figura 33 mostra o resultado final da matriz  $E$  para o intervalo estratigráfico idealizado exposto na figura 32.

Figura 33 – Resultado da matriz de contagem de transições esperada em caso de eventos independentes (matriz  $E$ ), aplicando metodologia de Powers e Easterling (1982), para a sucessão sedimentar idealizada da figura 31.



Fonte: O autor, 2018.

Após a construção da matriz de transições esperada em caso de ausência da propriedade markoviana ( $E$ ), deve-se compara-la com a matriz de transições observada na sucessão sedimentar analisada ( $N$ ). Uma maneira comum para comparar as contagens observadas com as contagens esperadas a partir da hipótese nula, combinando a informação de todos os elementos destas matrizes, é com a estatística qui-quadrado ( $\chi^2$ ) (LOCK et al., 2017):

$$\chi^2 = \sum \frac{(OBSERVADA-ESPERADA)^2}{ESPERADA} \quad (9)$$

em que a soma é feita ao longo de todos os elementos das matrizes.

O termo quadrático na fórmula para a estatística qui-quadrado evita que grandes desvios positivos anulem os negativos quando somados. Dividir cada quadrado pela contagem esperada para aquele elemento é uma forma de padronizar cada termo. Note que valores grandes da estatística qui-quadrado correspondem às amostras que não concordam com a hipótese nula.

Um exemplo de cálculo desta estatística para o intervalo idealizado exposto anteriormente e, considerando as matrizes  $N$  e  $E$  já calculadas, é mostrado na figura 34.

Figura 34 – Resultado da estatística qui-quadrado para o intervalo idealizado exposto na figura 31.

Matriz de Contagem de Transições observada				Matriz de Contagem de Transições esperada em caso de eventos independentes (aleatórios)					
PARA:				PARA:					
	A	B	C		A	B	C		
$\hat{N}$	A	0	6	1	$\hat{E}$	A	0	4,8	2,2
	B	3	0	7		B	4,2	0	5,8
	C	3	4	0		C	1,8	5,2	0
	= $N$				= $E$				

$$\chi^2 = \frac{(6-4,8)^2}{4,8} + \frac{(1-2,2)^2}{2,2} + \frac{(3-4,2)^2}{4,2} + \frac{(7-5,8)^2}{5,8} + \frac{(3-1,8)^2}{1,8} + \frac{(4-5,2)^2}{5,2} = 2,62$$

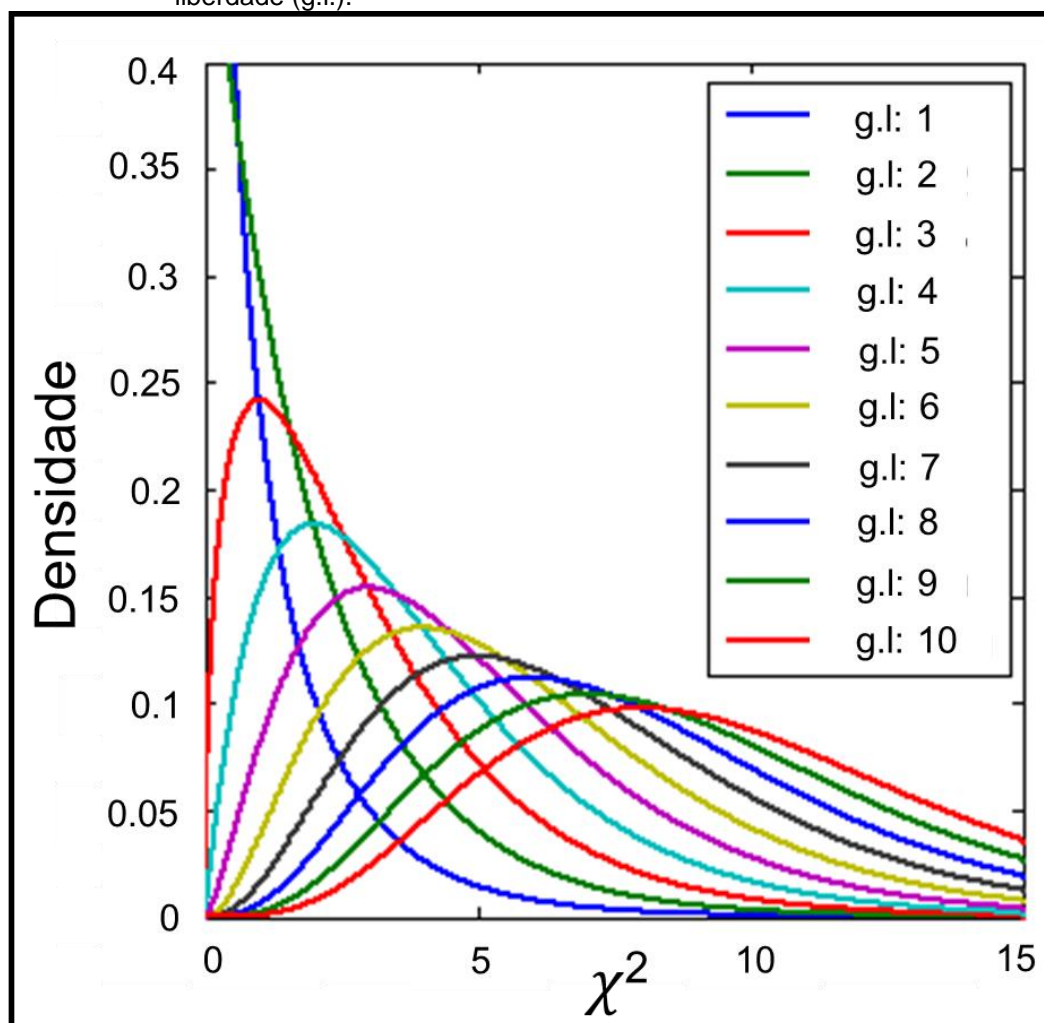
Fonte: O autor, 2018.

Assim, tem-se uma estatística,  $\chi^2 = 2,62$ , que mede quão próximas as contagens de transições observadas na sucessão sedimentar estão das esperadas sob a hipótese nula de ausência da propriedade markoviana. Para a aferição da magnitude do valor encontrado, isto é, verificar se este é significativamente maior do que poderia ser observado por puro acaso, deve-se efetuar um teste de aleatorização (LOCK et al., 2017).

Este teste consiste em simular, milhares de vezes, novas amostras que sejam consistentes com a hipótese nula. Para o caso aqui discutido, isto equivaleria a simular milhares de perfis sedimentológicos distintos, considerando que as transições entre as diferentes fácies possuem a mesma probabilidade de ocorrência, sem permitir que transições entre a mesma fácies ocorram. Assim, é possível construir uma matriz de contagem de transições para cada um destes milhares de perfis e, calcular, para cada caso, o valor da estatística qui-quadrado ao compará-la com a matriz de contagem de transições teórica esperada pela hipótese nula ( $E$ ). Com base nestes milhares de valores da estatística qui-quadrado, é possível construir uma distribuição de frequências, chamada de “distribuição de aleatorização da estatística qui-quadrado”. Todavia, a forma desta distribuição é bastante previsível, não sendo necessário o esforço operacional de computar milhares de matrizes de contagem de transições tampouco de calcular seus respectivos valores de qui-quadrado. Desta forma, uma nova distribuição, conhecida como “distribuição qui-quadrado”, é utilizada como modelo. Esta distribuição tem como parâmetro os

graus de liberdade, que são determinados pelo número de categorias da matriz, uma vez que quanto maior o número de elementos a serem comparados entre as matrizes  $N$  e  $E$ , maior a probabilidade de se obter valores mais altos da estatística qui-quadrado (Figura 34; LOCK et al., 2017). A figura 35 exemplifica os modelos de distribuição de qui-quadrado para diferentes valores de graus de liberdade.

Figura 35 – Distribuições de qui-quadrado para diferentes valores de graus de liberdade (g.l.).



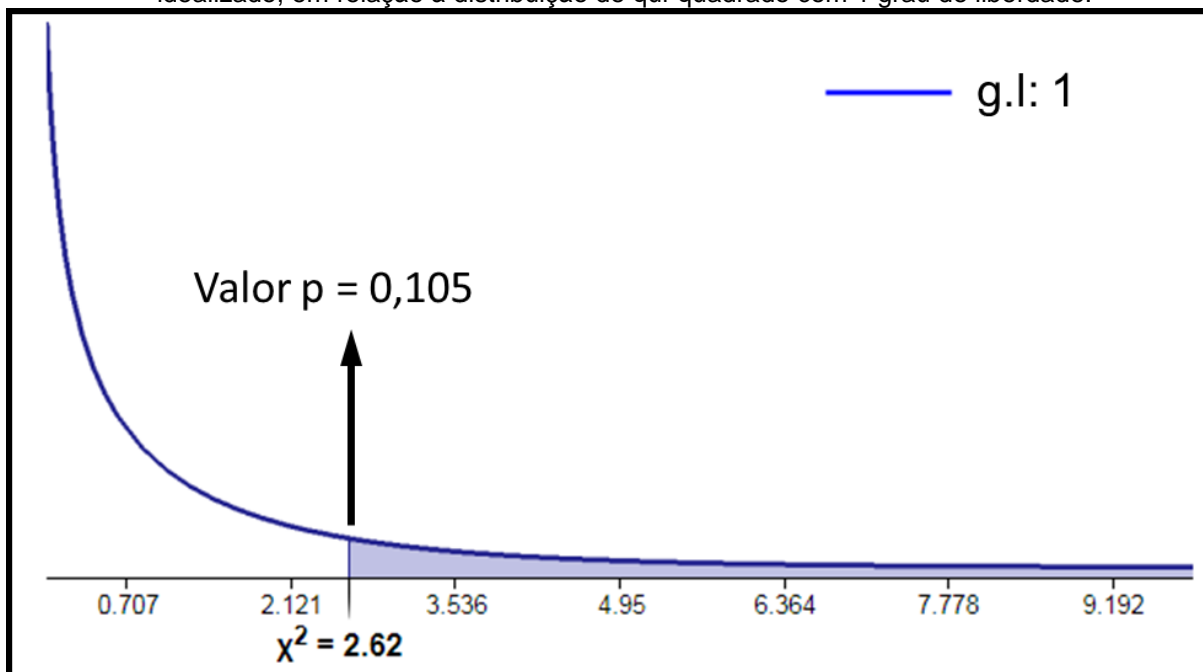
Fonte: Modificado de <http://www.theclevermachine.wordpress.com>.

Para o caso da sucessão sedimentar idealizada exposta anteriormente, tem-se uma matriz composta por três linhas e colunas, referentes a cada uma das fácies sedimentares (matriz com 9 elementos). Porém, não são admitidas transições entre a mesma fácies e, portanto, a matriz possui três elementos nulos. Para este tipo de matriz, espera-se que a distribuição de qui-quadrado possua  $(m - 1)^2 - m$  graus de liberdade, sendo  $m$  o número de fácies envolvidas na análise (POWERS &

EASTERLING, 1982). Desta forma, para o caso da sucessão sedimentar idealizada discutida até aqui, espera-se que a distribuição de qui-quadrado possua 1 (um) grau de liberdade, em caso de veracidade da hipótese nula. Isto significa, na prática, que apenas um dos elementos da matriz possui “liberdade” para ter seu valor variado durante os sorteios aleatórios. Isto significa que, para esta matriz (considerando apenas três fácies), após a aferição de qualquer um de seus elementos, pode-se deduzir todos os outros, uma vez que o número total de camadas de cada fácies deve se manter fixo, ou seja, o somatório das linhas e colunas da matriz, em qualquer caso, deve ser sempre o mesmo.

Para verificar se o valor da estatística de qui-quadrado original,  $\chi^2 = 2,62$ , é suficientemente extremo em relação à distribuição de qui-quadrado esperada caso a hipótese nula fosse verdadeira, no caso a distribuição qui-quadrado com 1 grau de liberdade, utiliza-se o conceito de significância estatística. Um determinado resultado amostral é estatisticamente significativo quando seu resultado é tão extremo que a sua ocorrência apenas por puro acaso é muito improvável (supondo que a hipótese nula seja verdadeira). Se uma amostra é estatisticamente significativa, temos evidência convincente contra a hipótese nula e a favor da hipótese alternativa. Portanto, deve-se comparar o valor de qui-quadrado original com a distribuição de qui-quadrado esperada caso a hipótese nula fosse verdadeira. Calcula-se o chamado “valor p” da amostra, que pode ser definido como a probabilidade, quando a hipótese nula é verdadeira, de se obter uma amostra tão (ou mais) extrema do que a amostra observada. Quanto menor o “valor p” da amostra, mais forte é a evidência estatística contra a hipótese nula e a favor da hipótese alternativa. A figura 36 exemplifica graficamente esta comparação e mostra o “valor p” obtido para o caso da sucessão sedimentar idealizada anteriormente (LOCK et al., 2017).

Figura 36 – Posicionamento do valor calculado da estatística de qui-quadrado para o intervalo idealizado, em relação à distribuição de qui-quadrado com 1 grau de liberdade.



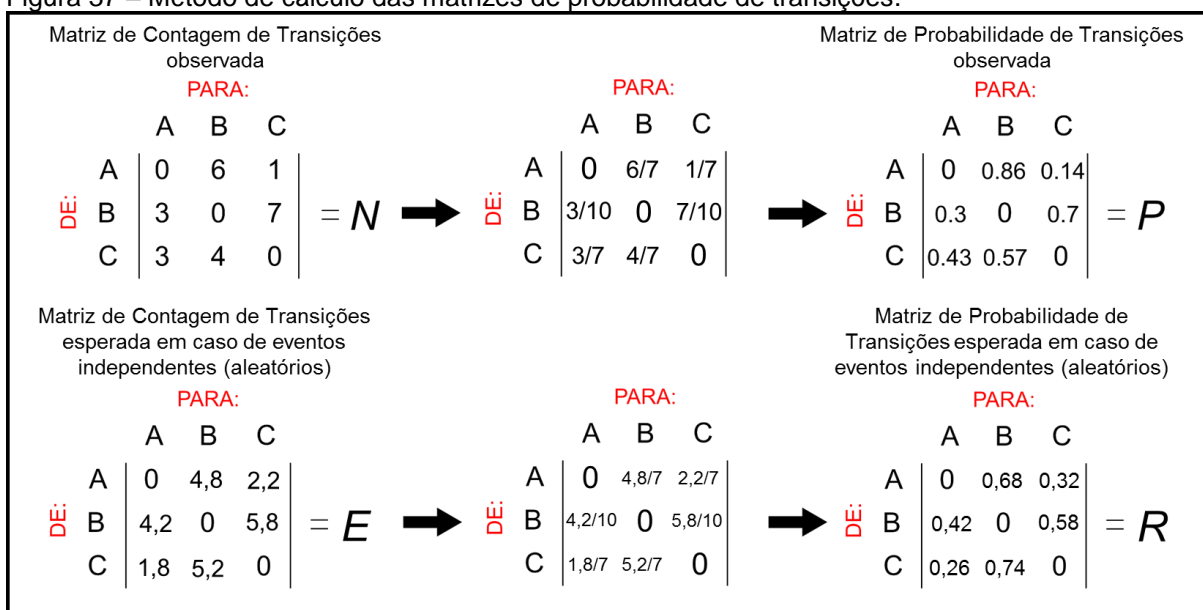
Nota: Apenas 10,5% dos valores da distribuição de qui quadrado com 1 grau de liberdade são maiores do que o valor de qui-quadrado calculado para o intervalo idealizado.

Fonte: Modificado de <http://www.bertolo.pro.br>.

Verifica-se, portanto, que a sucessão sedimentar idealizada possui probabilidade menor ou igual a 10,5% de ter sido construída à luz de um mecanismo puramente aleatório. Embora o valor obtido ainda suscite alguma dúvida, é mais provável que o intervalo possua a propriedade markoviana de primeira ordem. Refuta-se, portanto, a hipótese nula em favor da hipótese alternativa, constatando a presença de uma organização (cíclica) na sucessão sedimentar idealizada da figura 32.

Passa-se então a uma análise mais detalhada da organização da sucessão sedimentar, através da identificação daquelas transições faciológicas que possuem probabilidades de ocorrência maiores do que as esperadas pelo modelo de eventos independentes. Para tal, as matrizes de contagem de transições  $N$  e  $E$  devem ser convertidas para matrizes de probabilidade de transições, respectivamente  $P$  e  $R$ . Isso é realizado ao dividir cada elemento da matriz pelo total de transições de sua respectiva linha. A figura 37 exemplifica a construção das matrizes  $P$  e  $R$ , considerando as matrizes de contagem de transições  $N$  e  $E$  expostas anteriormente.

Figura 37 – Método de cálculo das matrizes de probabilidade de transições.



Fonte: O autor, 2018.

O resultado da diferença entre as matrizes  $P$  e  $R$  é comumente utilizado para destacar aquelas transições que possuem a propriedade markoviana (valores positivos), subsidiando a construção de um diagrama de relação de fácies (DRF). A suposição implícita nessa análise é que a matriz  $R$  representa aproximadamente o ruído imposto pela aleatoriedade e, portanto, ao subtrair este ruído dos dados medidos, estaremos aplicando um filtro e obtendo apenas o sinal puro, sem interferência de processos aleatórios. Alguns autores destacam que tal premissa é problemática, uma vez que a matriz  $R$  é construída considerando um modelo onde os dados medidos são apenas ruído. A constatação de que isso não é verdadeiro, implica que, para retirar o ruído realmente presente nos dados, seria necessário um modelo alternativo. Porém, é inquestionável que a construção de um DRF utilizando como filtro o modelo de eventos independentes ( $R$ ) é bastante útil para uma primeira análise acerca dos padrões cíclicos e dos processos atuantes durante a deposição das rochas sob investigação (POWERS & EASTERLING, 1982). A tabela 4 mostra o resultado da matriz de diferença ( $D$ ) para o intervalo idealizado, destacando qual seriam aquelas transições com a propriedade markoviana.

Tabela 4 – Resultado da matriz de diferença de probabilidade ( $D$ ) para o intervalo idealizado da figura 31.

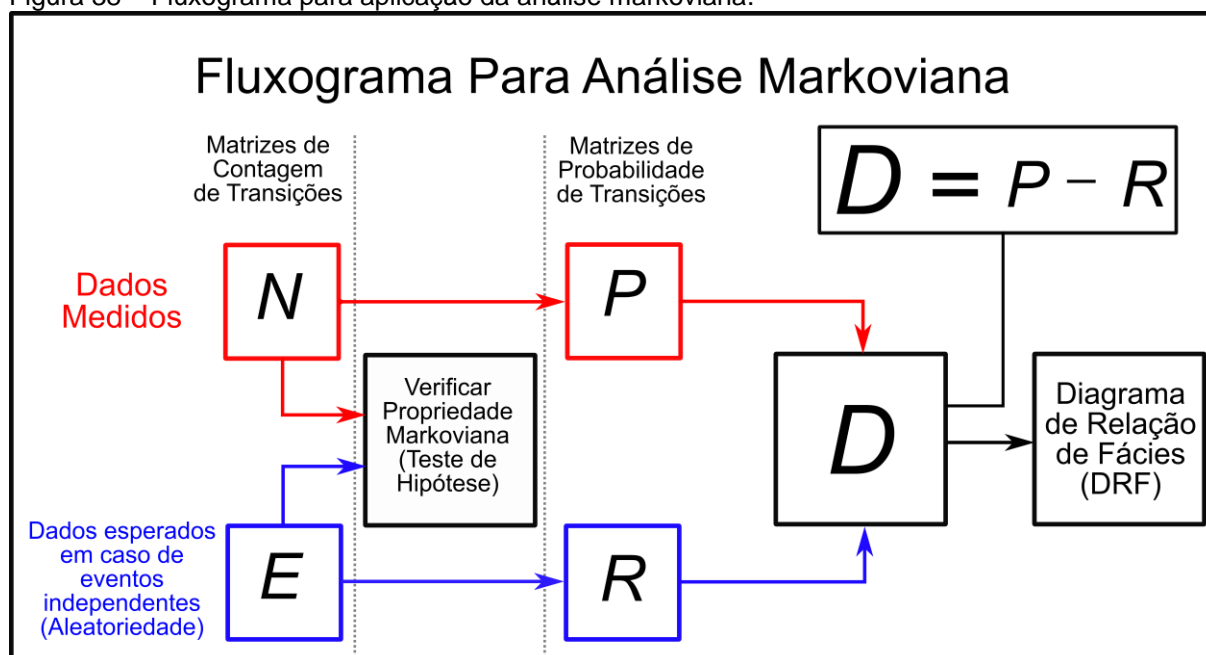
Matriz de Diferença de Probabilidade ( $D=P-R$ )			
Fácies	A	B	C
A	-	0,18	-0,18
B	-0,12	-	0,12
C	0,17	-0,17	-

Fonte: O autor, 2018.

Uma rápida análise da tabela 4 permite a construção de um DRF, ao conectarmos os seus valores positivos. Assim, teríamos o seguinte arranjo de “ciclo ideal” para a sucessão sedimentar da figura 31:  $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow A$ .

A figura 38 resume a metodologia previamente descrita e utilizada no presente estudo para a análise da propriedade markoviana.

Figura 38 – Fluxograma para aplicação da análise markoviana.



Fonte: O autor, 2018.

### 5.3.1 Análise da propriedade markoviana

Para a análise da Formação Barra Velha, a contagem das transições entre as fácies sedimentares definidas no capítulo 4 foi realizada individualmente nos testemunhos dos poços A, B e C, e os valores foram somados para a construção de uma única matriz, com intuito de aumentar a relevância estatística dos dados. Os resultados das matrizes de contagem de transições ( $M$ ) e de probabilidade de transições ( $P$ ) podem ser vistos na tabela 5.

Tabela 5 – Matrizes de contagem e de probabilidade de transições medidas nos testemunhos dos poços A, B e C.

<b>Matriz de Contagem de Transições - Dados Medidos (<math>M</math>)</b>								
Fácies	Mud.l	Mud.cr	ESF	ARB.inc	ARB	GST	GST.s	TOTAL
Mud.l	-	14	78	6	6	19	1	124
Mud.cr	8	-	3	2	0	2	0	15
ESF	36	0	-	151	19	17	0	223
ARB.inc	20	1	88	-	233	135	18	495
ARB	25	0	43	139	-	252	39	498
GST	35	0	9	165	213	-	12	434
GST.s	1	0	2	33	35	7	-	78
TOTAL	125	15	223	496	506	432	70	1867
<b>Matriz de Probabilidade de Transições - Dados Medidos (<math>P</math>)</b>								
Fácies	Mud.l	Mud.cr	ESF	ARB.inc	ARB	GST	GST.s	TOTAL
Mud.l	-	0,11	0,63	0,05	0,05	0,15	0,01	1,00
Mud.cr	0,53	-	0,20	0,13	0,00	0,13	0,00	1,00
ESF	0,16	0,00	-	0,68	0,09	0,08	0,00	1,00
ARB.inc	0,04	0,00	0,18	-	0,47	0,27	0,04	1,00
ARB	0,05	0,00	0,09	0,28	-	0,51	0,08	1,00
GST	0,08	0,00	0,02	0,38	0,49	-	0,03	1,00
GST.s	0,01	0,00	0,03	0,42	0,45	0,09	-	1,00

Fonte: O autor, 2018.



Após a construção das matrizes *N* e *P*, as matrizes de contagem e probabilidade de transições esperadas em caso de eventos independentes foram calculadas, seguindo a metodologia de Powers e Easterling (1982) descrita anteriormente. Estas estão dispostas na tabela 6.

Tabela 6 – Matrizes de contagem e de probabilidade de transições esperadas caso a sucessão sedimentar analisada fosse produto de pura aleatoriedade (eventos independentes).

<b>Matriz de Contagem de Transições - "Eventos Independentes" (E)</b>								
Fácies	Mud.l	Mud.cr	ESF	ARB.inc	ARB	GST	GST.s	TOTAL
Mud.l	-	0,8	13,4	37,3	38,3	30,3	3,9	124,0
Mud.cr	0,8	-	1,5	4,3	4,4	3,5	0,4	15,0
ESF	13,5	1,5	-	70,7	72,6	57,4	7,4	223,0
ARB.inc	37,5	4,3	70,6	-	202,2	159,8	20,6	495,0
ARB	38,2	4,4	71,8	200,3	-	162,5	20,9	498,0
GST	30,6	3,5	57,6	160,6	164,9	-	16,8	434,0
GST.s	4,4	0,5	8,2	22,9	23,5	18,6	-	78,0
TOTAL	125,0	15,0	223,0	496,0	506,0	432,0	70,0	1867
<b>Matriz de Probabilidade de Transições - "Eventos Independentes" (R)</b>								
Fácies	Mud.l	Mud.cr	ESF	ARB.inc	ARB	GST	GST.s	TOTAL
Mud.l	-	0,01	0,11	0,30	0,31	0,24	0,03	1,00
Mud.cr	0,05	-	0,10	0,29	0,29	0,23	0,03	1,00
ESF	0,06	0,01	-	0,32	0,33	0,26	0,03	1,00
ARB.inc	0,08	0,01	0,14	-	0,41	0,32	0,04	1,00
ARB	0,08	0,01	0,14	0,40	-	0,33	0,04	1,00
GST	0,07	0,01	0,13	0,37	0,38	-	0,04	1,00
GST.s	0,06	0,01	0,11	0,29	0,30	0,24	-	1,00

Fonte: O autor, 2018.

Para verificar a presença da propriedade markoviana, o teste de hipótese explicado em detalhe anteriormente foi realizado. Inicialmente calculou-se a estatística qui-quadrado, comparando as matrizes de contagem de transições  $N$  e  $E$ , tendo sido constatado um valor de  $\chi^2 = 1077$ . Como a análise envolve 7 fácies sedimentares distintas, espera-se que a distribuição qui-quadrado possua 29 graus de liberdade caso a hipótese nula seja verdadeira. Ao analisar o posicionamento do valor de qui-quadrado calculado na distribuição qui-quadrado com 29 graus de liberdade, verifica-se que a probabilidade de termos um valor igual ao calculado, caso o intervalo fosse construído à luz de eventos aleatórios, é menor do que uma chance em mil (“valor  $p < 0,001$ ). Portanto, é muito improvável que a Formação Barra Velha tenha se depositado sob a influência de um mecanismo aleatório, o que aponta para um caráter cíclico de sua sedimentação.

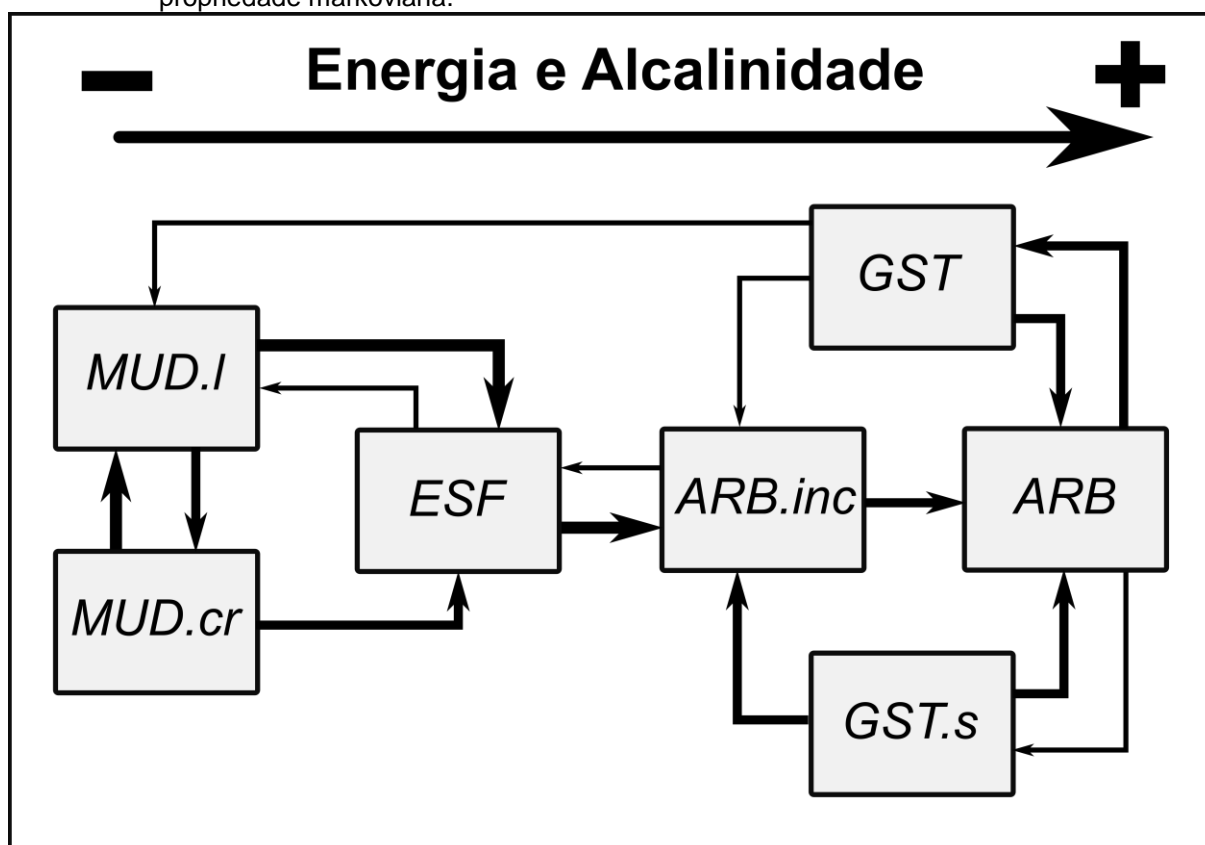
Por fim, a matriz de diferença de probabilidade de transições ( $D$ ) foi calculada, ao subtrairmos a matriz  $R$  da matriz  $P$ . Nesta matriz, as transições que possuem uma probabilidade de ocorrência superior às estimadas pelo modelo de eventos independentes são destacadas por valores positivos (tabela 7). Com base nestas transições, um diagrama de relação de fácies foi construído, com intuito de verificar as principais relações entre as fácies sedimentares e de obter uma primeira análise acerca dos padrões cíclicos existentes no intervalo analisado (Figura 39).

Tabela 7 – Matriz de diferença de probabilidade de transições obtida para o intervalo analisado.

Matriz de Diferença de Probabilidade (D=P-R)							
Fácies	Mud.l	Mud.cr	ESF	ARB.inc	ARB	GST	GST.s
Mud.l	-	0,11	0,52	-0,25	-0,26	-0,09	-0,02
Mud.cr	0,48	-	0,10	-0,15	-0,29	-0,10	-0,03
ESF	0,10	-0,01	-	0,36	-0,24	-0,18	-0,03
ARB.inc	-0,04	-0,01	0,04	-	0,06	-0,05	-0,01
ARB	-0,03	-0,01	-0,06	-0,12	-	0,18	0,04
GST	0,01	-0,01	-0,11	0,01	0,11	-	-0,01
GST.s	-0,04	-0,01	-0,08	0,13	0,15	-0,15	-

Fonte: O autor, 2018.

Figura 39 – Diagrama de relação de fácies evidenciando as transições faciológicas que possuem a propriedade markoviana.



Nota: Espessuras das setas refletem maior ou menor preferência de transição.

Fonte: O autor, 2018.

As transições explanadas neste diagrama suportam as interpretações paleoambientais propostas no capítulo anterior, uma vez que fácies sedimentares interpretadas como possuindo uma gênese muito distinta, tanto em termos de energia deposicional (alta energia x baixa energia), quanto em termos de condição química, não se relacionam entre si de forma significativa. Algumas observações iniciais relativas aos padrões cíclicos presentes no intervalo também podem ser efetuadas. As transições preferenciais evidenciam uma evolução de fácies de mais baixa energia e menor alcalinidade, localizadas à esquerda do diagrama, para fácies de mais alta energia e maior alcalinidade, localizadas à direita do diagrama. Tal sucessão de fácies pode ser geologicamente explicada pela progressiva evaporação do corpo aquoso do lago, acarretando no aumento de sua alcalinidade e na diminuição de sua lâmina d'água. A fácies GST é a responsável pela transição de um contexto de alta energia, para um contexto de baixa energia (MUD.I), indicando que estão, em grande parte, associadas aos períodos iniciais de subida do nível do lago, que culmina com a deposição de fácies finas de mais baixa energia.

Conforme já mencionado anteriormente, a análise quantitativa das transições preferenciais entre as fácies deve ser utilizada apenas para um primeiro indício acerca dos padrões cíclicos presentes em determinada sucessão sedimentar. Como será visto a seguir, é possível observar uma clara variação desses padrões ao longo do intervalo investigado. Estes irão ser apresentados em detalhe, contextualizando-os em um arcabouço estratigráfico sequencial.

#### 5.4 Sequências elementares

Uma sucessão de fácies correspondente ao menor ciclo reconhecível de variação ambiental (*lato sensu*) é denominada sequência elementar (STRASSER et al., 1999). Uma das maiores problemáticas em estudos de estratigrafia de alta resolução é o de estabelecer, ao se identificar determinada sequência elementar, se esta foi gerada por um processo autocíclico ou alocíclico. Isso se deve ao fato de que ambos podem gerar variações ambientais significativas, capazes de produzir contrastes faciológicos. Nesse sentido, a análise da repetibilidade da ocorrência de determinado padrão de sucessão de fácies ao longo do intervalo analisado, associado à rastreabilidade dessas sequências (ou de conjuntos de sequências) ao longo da área de estudo, são fundamentais para a confirmação de um controle alogênico para as mesmas. Como citado anteriormente, processos autocíclicos tendem a ser erráticos e usualmente possuem influência espacial restrita, não permitindo a geração de ciclos sedimentares correlacionáveis a grandes distâncias.

No intervalo analisado, com base na interpretação dos processos relacionados às principais fácies sedimentares e na análise de seu empilhamento, foram reconhecidos três tipos de sequências (ou ciclos) elementares principais. Estas sequências possuem escala decimétrica e, mais raramente, métrica, representando as variações ambientais cíclicas de mais alta frequência reconhecidas nos perfis sedimentológicos confeccionados.

As sequências foram classificadas com base nas principais fácies sedimentares que as compõem, sendo elas: sequência elementar tipo 1 (“GST.s/ARB”), sequência elementar tipo 2 (“GST/MUD/ESF/ARB”) e sequência elementar tipo 3 (“MUD/ARB.inc”). A proporção destas sequências varia ao longo do intervalo estratigráfico (Figura 40), refletindo uma evolução nas condições paleotopográficas do lago, como será discutido no item 5.6 deste trabalho.

Deve-se ressaltar que todas as sequências elementares identificadas possuem um arranjo faciológico ideal que respeita as transições de fácies previstas pelo diagrama de relação de fácies construído a partir da análise markoviana (Figura 39). Porém, cada sequência possui características próprias em termos de ocorrência e proporção de fácies. Todavia, as sequências elementares podem possuir o arranjo faciológico ideal completo ou incompleto no registro sedimentar. A compreensão de

sua lógica de empilhamento, porém, permite identificá-las ao longo do intervalo estudado, mesmo que uma ou mais fácies encontrem-se ausentes.

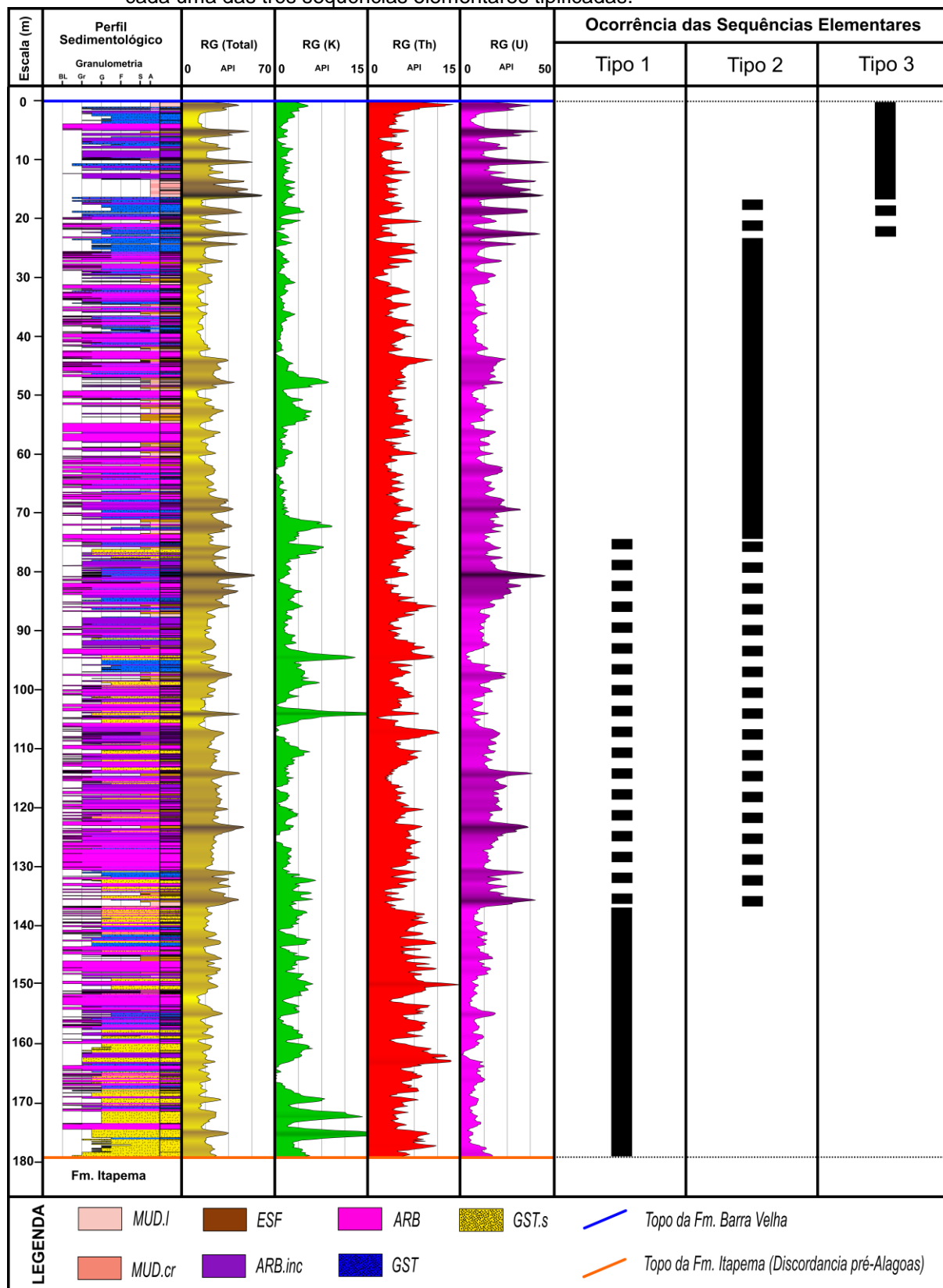
É fundamental pontuar que ao se considerar o relativamente curto intervalo de tempo envolvido na sedimentação de uma sequência elementar (altíssima frequência), portanto dentro de um contexto de subsidência constante e, principalmente, a dinâmica lacustre que governa a sua formação, como já discutido no capítulo 3 do presente trabalho, pode-se afirmar que o clima é o principal processo alocíclico atuante durante a sua deposição.

As possíveis variações de acomodação associadas a aspectos tectônicos ocorrerão em intervalos de tempo maiores (frequências mais baixas), tema que será discutido após a compreensão da lógica da deposição das sequências elementares.

Bento-freire (2012) e Pedrinha (2014), em estudos estratigráficos de depósitos carbonáticos lacustres, utilizaram uma representação gráfica, tendo como base uma curva completa de variação do nível do lago, para descrever a lógica de empilhamento faciológico elementar, que será aqui adaptada introduzindo elementos como a alcalinidade do corpo aquoso e as taxas de suprimento sedimentar.

No presente estudo será utilizado o termo trato de fácies, ao invés de trato de sistemas deposicionais, uma vez que as variações de mais alta frequência nunca colocam a sequência de fácies analisada fora de um contexto ambiental lacustre. O que ocorre são variações nas condições energéticas e físico-químicas dentro deste contexto, tendo como situação extrema uma curta exposição. Por isso, o conceito de Strasser et al. (1999) anteriormente citado, é considerado em seu *lato sensu*.

Figura 40 – Empilhamento faciológico e perfil de raios gama espectrais do intervalo testemunhado (Fm. Barra Velha) do poço A, evidenciando os intervalos estratigráficos de predomínio de cada uma das três seqüências elementares tipificadas.



Fonte: O autor, 2018.

#### 5.4.1 Sequência Elementar tipo 1 (“GST.s/ARB”)

A sequência elementar idealizada tipo 1 (“GST.s/ARB”) se organiza, da base para o topo, da seguinte maneira: expressivos pacotes de grainstones e packstones intraclásticos com alta proporção de constituintes siliciclásticos (fácies GST.s); agregados carbonáticos com estrutura arborescente incipiente (fácies ARB.inc); agregados carbonáticos com estrutura arborescente bem desenvolvida (fácies ARB). Esta sequência pode apresentar feições de exposição subaérea em seu topo. Tais ciclos apresentam espessuras decimétricas e raramente métricas, e ocorrem na porção inferior da seção estudada.

O retrabalhamento do material carbonático intraclástico disponibilizado pela exposição subaérea prévia e a significativa entrada de sedimentos siliciclásticos no lago, em especial de clastos de rochas ígneas oriundos de altos estruturais intrabaciais, se dá no período de formação da fácies GST.s. A entrada de água oriunda das chuvas reduz a alcalinidade e a concentração de íons do lago, diminuindo sobremaneira as taxas de precipitação carbonática. Neste período ocorre o progressivo aumento de acomodação, pela entrada de água oriunda das chuvas, responsáveis pela subida do nível do lago. Interpreta-se desta forma que o período de subida do nível do lago, associado a condição climática úmida, está relacionado à fácies GST.s.

A progressiva redução do volume aquoso do lago aumenta a sua alcalinidade e a concentração de íons, favorecendo inicialmente a precipitação de arborescências incipientes (ARB.inc) e, posteriormente, de arborescências bem desenvolvidas (fácies ARB). Vincula-se, portanto, a precipitação das fácies carbonáticas de forma mais efetiva à descida do nível do lago, uma vez que seus constituintes, em especial as arborescências bem desenvolvidas, têm gênese predominantemente química. Neste período a acomodação reduz-se progressivamente, tanto pelas altas taxas de evaporação, responsáveis pela diminuição do nível do lago, quanto pelas altas taxas de precipitação carbonática. Eventualmente a acomodação pode ser totalmente consumida, resultando em feições de exposição subaérea. Interpreta-se desta forma que o período de descida do nível do lago, associado a condição climática árida, está relacionado às fácies ARB.inc e ARB.



A escassez de fácies finas associadas a ambientes de mais baixa energia, sugere que, durante todo o desenvolvimento desta sequência elementar, condições de moderada a alta energia foram dominantes. Desta forma, as variações do nível do lago de mais alta frequência não foram capazes de deslocar significativamente a borda do lago, mantendo condições de moderada a alta energia na posição analisada durante o intervalo de tempo de sedimentação da sequência elementar. Já a presença significativa de clastos de ígneas sugere a exposição de altos vulcânicos intrabaciais, uma vez que a região analisada se encontra em um alto regional distante da borda da bacia. Esta observação sugere uma topografia de lago complexa, com alta declividade.

Delineiam-se assim duas superfícies estratigráficas relevantes nesta sequência elementar. A superfície de máxima expansão (SME) e a superfície de máxima retração (SMR) do lago.

A figura 41 associa o empilhamento faciológico ideal e completo da sequência elementar tipo 1 (“GST.s/ARB”) com um ciclo de variação completa do nível do lago, evidenciando a posição das principais superfícies estratigráficas identificadas.

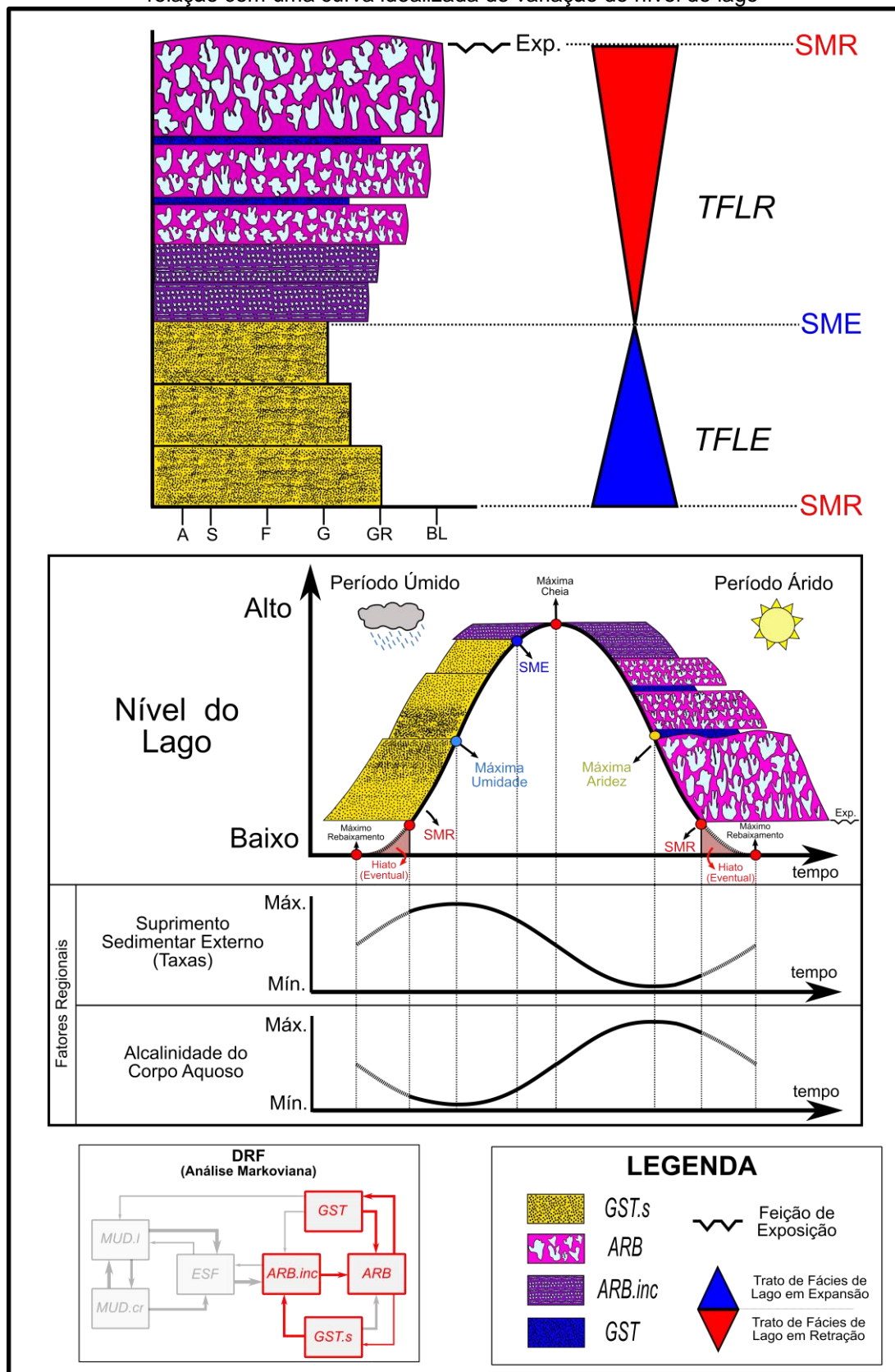
A SME marca o momento de maior expansão do lago e maior acomodação disponível na vertical considerada de desenvolvimento da sequência elementar. Ela também marca uma importante mudança no regime de sedimentação, uma vez que a partir dela, as fácies carbonáticas ARB.inc e ARB começam a se desenvolver, indicando o aumento da alcalinidade em níveis que permitiram a precipitação química, o que provoca a diminuição de sua lâmina d’água na vertical considerada e conseqüente retração do corpo aquoso como um todo. Pode-se dizer que a partir dela, portanto, as taxas de sedimentação passam a superar as taxas de geração de acomodação.

A SMR marca o momento de maior retração do lago e de início de uma acomodação negativa (exposição), na vertical considerada de desenvolvimento da sequência elementar. Ela também marca uma importante mudança no regime de sedimentação, uma vez que a partir dela tem-se a ocorrência da fácies GST.s, indicando, no caso de não haver hiato (exposição), o início imediato da fase úmida, com conseqüente expansão do corpo aquoso e aumento de sua lâmina d’água. Havendo hiato (exposição), a SMR seria a materialidade de um período de tempo em que, naquela vertical, o nível do freático sob o lago exposto seguiria rebaixando e, em seguida, voltando a subir. Neste caso, o máximo rebaixamento do corpo

aquoso como um todo se situaria na metade deste período de tempo de exposição. A partir da SMR, portanto, as taxas de geração de acomodação superam as taxas de sedimentação.

Por apresentar os maiores contrastes faciológicos, inclusive com feições de exposição subaérea associadas, a SMR foi eleita como sendo o limite desta sequência elementar. Desta forma, a SME marca o limite entre dois tratos de fácies: o trato de fácies de lago em expansão (TFLE) e o trato de fácies de lago em retração (TFLR).

Figura 41 – Empilhamento faciológico idealizado da sequência elementar tipo 1 e sua relação com uma curva idealizada de variação do nível do lago



Nota: O DRF destaca as transições faciológicas com a propriedade markoviana que suportam a sequência elementar idealizada tipo 1. Taxas de subsidência são consideradas constantes.

Fonte: O autor, 2018.

#### 5.4.2 Sequência elementar tipo 2 (“GST/MUD/ESF/ARB”)

A sequência elementar idealizada tipo 2 (“GST/MUD/ESF/ARB”) se organiza, da base para o topo, da seguinte maneira: pacotes de grainstones e packstones intraclásticos (fácies GST); mudstones apresentando laminação lisa (fácies MUD.I); agregados carbonáticos esferulíticos com argila magnesiana (fácies ESF); agregados carbonáticos com estrutura arborescente incipiente (fácies ARB.inc); agregados carbonáticos com estrutura arborescente bem desenvolvida (fácies ARB). Esta sequência pode apresentar feições de exposição subaérea em seu topo. Subordinadamente, pacotes delgados da fácies ESF também podem ser observados interpostos à fácies MUD.I e, nestes casos este intervalo de fácies apresenta maior conteúdo siliciclástico. Tais ciclos apresentam espessuras decimétricas e raramente métricas, e ocorrem predominantemente na porção intermediária da seção estudada.

O retrabalhamento do material carbonático intraclástico disponibilizado pela exposição subaérea prévia se dá neste período de formação das fácies GST, MUD.I e ESF. A entrada de água oriunda das chuvas reduz a alcalinidade e a concentração de íons do lago, diminuindo sobremaneira as taxas de precipitação carbonática e favorecendo a ocorrência da fácies MUD.I e, subordinadamente, da fácies ESF. Neste período, ocorre o progressivo aumento de acomodação, pela entrada de água oriunda das chuvas, responsáveis pela subida do nível do lago. Interpreta-se assim que o período de subida do nível do lago, associado a condições climáticas úmidas, está relacionado principalmente às fácies GST e MUD.I e, em menor proporção, à fácies ESF.

A progressiva redução do volume aquoso do lago aumenta a sua alcalinidade e a concentração de íons, favorecendo inicialmente a precipitação de argila magnesiana e esferulitos calcíticos e, posteriormente, de arborescências incipientes (ARB.inc) e de arborescências bem desenvolvidas (fácies ARB). Vincula-se, portanto, a precipitação das fácies carbonáticas de forma mais efetiva à descida do nível do lago, uma vez que seus constituintes, em especial as arborescências bem desenvolvidas, têm gênese predominantemente química. Neste período, a acomodação reduz progressivamente, tanto pelas altas taxas de evaporação, responsáveis pela diminuição do nível do lago, quanto pelas altas taxas de precipitação carbonática. Eventualmente a acomodação pode ser totalmente consumida, resultando em

feições de exposição subaérea. Interpreta-se, desta forma, que o período de descida do nível do lago, associado aos períodos climáticos áridos, está relacionado às fácies ESF, ARB.inc e ARB.

Nota-se que a fácies ESF pode ocorrer tanto em momentos de subida do nível do lago, quanto durante a descida do nível do lago. A diferença entre ambos os casos é a presença de conteúdo siliciclástico associado, usualmente maior durante o período úmido. Desta forma, buscou-se diferenciar cada caso com base no padrão de empilhamento das fácies sedimentares e na assinatura do perfil de raio gama, que tenderá a indicar maiores valores durante os períodos úmidos, de maior aporte siliciclástico.

Um aspecto importante desta sequência elementar é o maior desenvolvimento das arborescências calcíticas, se comparada às outras sequências elementares, indicando maior alcalinidade e concentração iônica no corpo d'água. Por outro lado, ao contrário da sequência elementar tipo 1, comumente se observa o registro de fácies de baixa energia, especialmente de mudstones laminados, pontuando os períodos de expansão do lago, o que nos leva a interpretar que tenha havido uma mudança das características topográficas do lago. Uma geometria de lago com menor declividade em relação àquela vigente durante a deposição da sequência elementar tipo 1 teria permitido que, eventualmente, as variações do nível do lago de mais alta frequência deslocassem de forma significativa a borda do lago, alterando as condições energéticas de forma efetiva na posição analisada.

Seguindo raciocínio análogo à sequência elementar tipo 1, configuram-se assim duas superfícies estratigráficas relevantes nesta sequência elementar. A superfície de máxima expansão (SME) e a superfície de máxima retração (SMR).

A figura 42 associa o empilhamento faciológico ideal e completo da sequência elementar tipo 2 (“GST/MUD/ESF/ARB”) com um ciclo de variação completa do nível do lago, evidenciando a posição das principais superfícies estratigráficas identificadas.

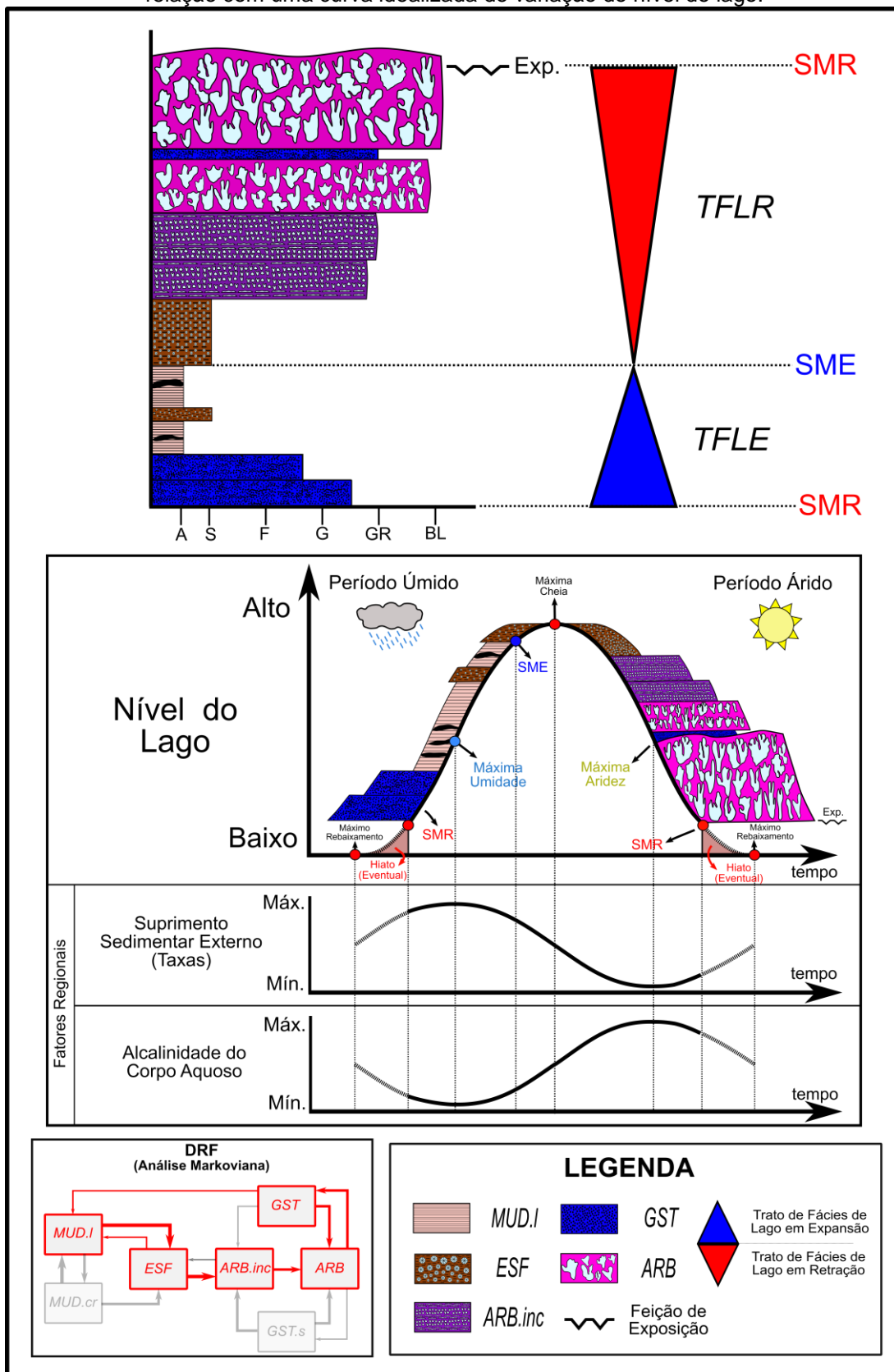
A SME marca o momento de maior expansão do lago e maior acomodação disponível na vertical considerada de desenvolvimento da sequência elementar. Ela também marca uma importante mudança no regime de sedimentação, uma vez que a partir dela, as fácies carbonáticas ARB.inc e ARB começam a se desenvolver, indicando o aumento da alcalinidade em níveis que permitiram a precipitação química, o que provoca a diminuição de sua lâmina d'água na vertical considerada e

consequente retração do corpo aquoso como um todo. Pode-se dizer que a partir dela, portanto, as taxas de sedimentação passam a superar as taxas de geração de acomodação.

A SMR marca o momento de maior retração do lago e de início de uma acomodação negativa (exposição), na vertical considerada de desenvolvimento da sequência elementar. Ela também marca uma importante mudança no regime de sedimentação, uma vez que a partir dela têm-se a ocorrência das fácies GST e/ou das fácies finas, indicando, no caso de não haver hiato (exposição), o início imediato da fase úmida, com consequente expansão do corpo aquoso e aumento de sua lâmina d'água. Havendo hiato (exposição), a SMR seria a materialidade de um período de tempo em que, naquela vertical, o nível do freático sob o lago exposto seguiria rebaixando e, em seguida, voltando a subir. Neste caso, o máximo rebaixamento do corpo aquoso como um todo se situaria na metade deste período de tempo de exposição. A partir da SMR, portanto, as taxas de geração de acomodação superam as taxas de sedimentação.

Por apresentar os maiores contrastes faciográficos, inclusive com feições de exposição subaérea associadas, a SMR foi eleita como sendo o limite desta sequência elementar. Desta forma, a SME marca o limite entre dois tratos de fácies: o trato de fácies de lago em expansão (TFLE) e o trato de fácies de lago em retração (TFLR).

Figura 42 - Empilhamento faciológico idealizado da sequência elementar tipo 2 e sua relação com uma curva idealizada de variação do nível do lago.



Nota: O DRF destaca as transições faciológicas com a propriedade markoviana que suportam a sequência elementar tipo 2. Taxas de subsidência são consideradas constantes.

Fonte: O autor, 2018.

### 5.4.3 Sequência elementar tipo 3 (“MUD/ARB.inc”)

A sequência elementar idealizada tipo 3 (“MUD/ARB.inc”) se organiza, da base para o topo, da seguinte maneira: delgados pacotes de grainstones e packstones intraclásticos ( fácies GST.ic); mudstones com laminação lisa, ricos em matéria orgânica ( fácies MUD.l); mudstones com laminação crenulada ( fácies MUD.cr); agregados carbonáticos esferulíticos com argila ( fácies ESF); agregados carbonáticos com estrutura arborescente incipiente apresentando textura predominantemente crostiforme ( fácies ARB.inc). São observados, subordinadamente, agregados carbonáticos com estrutura arborescente bem desenvolvida ( fácies ARB) pontuando o topo dos ciclos. Uma das características mais marcantes desta sequência é a presença frequente de feições de exposição subaérea, com desenvolvimento de intervalos alterados e brechas carbonáticas, que afetam especialmente as fácies ARB.inc e ARB, quando presentes. Esses ciclos apresentam espessuras decimétricas e raramente métricas, e ocorrem na porção superior da seção estudada.

Inicialmente, têm-se o retrabalhamento do material carbonático intraclástico disponibilizado pela exposição subaérea prévia, e, posteriormente, com o deslocamento da borda do lago e o aumento da acomodação, têm-se a deposição de fácies finas associadas a um ambiente de baixa energia e lâminas d’água relativamente maiores. A entrada de água oriunda das chuvas reduz a alcalinidade e a concentração de íons do lago, inibindo a precipitação de agregados carbonáticos com estrutura arborescente. Neste período ocorre o rápido aumento de acomodação, pela entrada de água oriunda das chuvas, responsáveis pela subida do nível do lago. Interpreta-se, desta forma, que o período de subida do nível do lago, associado a condição climática úmida, está relacionado especialmente à fácies MUD.l e, em menor proporção, à fácies GST.ic.

Interpreta-se assim que o período de descida do nível do lago, associado a condições climáticas áridas, está relacionado principalmente com as fácies carbonáticas MUD.cr e ARB.inc, e em menor proporção, às fácies ESF e ARB. No início de uma nova fase, ainda sob condições menos estressantes, desenvolvem-se a fácies MUD.cr e, mais raramente, a fácies ESF. Com o aumento progressivo da alcalinidade e da concentração de íons no lago, inicia-se a precipitação da fácies



ARB.inc e, subordinadamente, da fácies ARB. Neste período, a acomodação disponível reduz drasticamente, pelas altas taxas de evaporação, responsáveis pela diminuição do nível do lago, e pelas altas taxas de precipitação carbonática. Usualmente, a acomodação é totalmente consumida, resultando em feições de exposição subaérea expressivas.

A frequente presença da fácies MUD.I pontuando os períodos de subida do nível do lago, assim como as frequentes e expressivas exposições subaéreas marcando os períodos de descida do nível do lago, sugerem uma nova mudança nas condições topográficas do lago. Uma geometria de lago com baixíssima declividade teria permitido que, frequentemente, as variações do nível do lago de mais alta frequência deslocassem de forma muito significativa a borda do lago em relação ao centro de seu corpo d'água, ora aumentando seu espelho d'água e fomentando condições de baixa energia, ora causando exposições subaéreas expressivas. A presença da fácies MUD.cr, que não ocorre nas outras sequências elementares, está possivelmente associada a uma atividade microbial mais efetiva. Esta evidência, conjuntamente com a escassez relativa da fácies ARB, se comparada com a situação análoga em sequências anteriormente descritas, indica um momento de menor alcalinidade do corpo aquoso.

Seguindo raciocínio análogo às sequências elementares anteriormente descritas, delineiam-se duas superfícies estratigráficas relevantes nesta sequência elementar. A superfície de máxima expansão (SME) e a superfície de máxima retração (SMR).

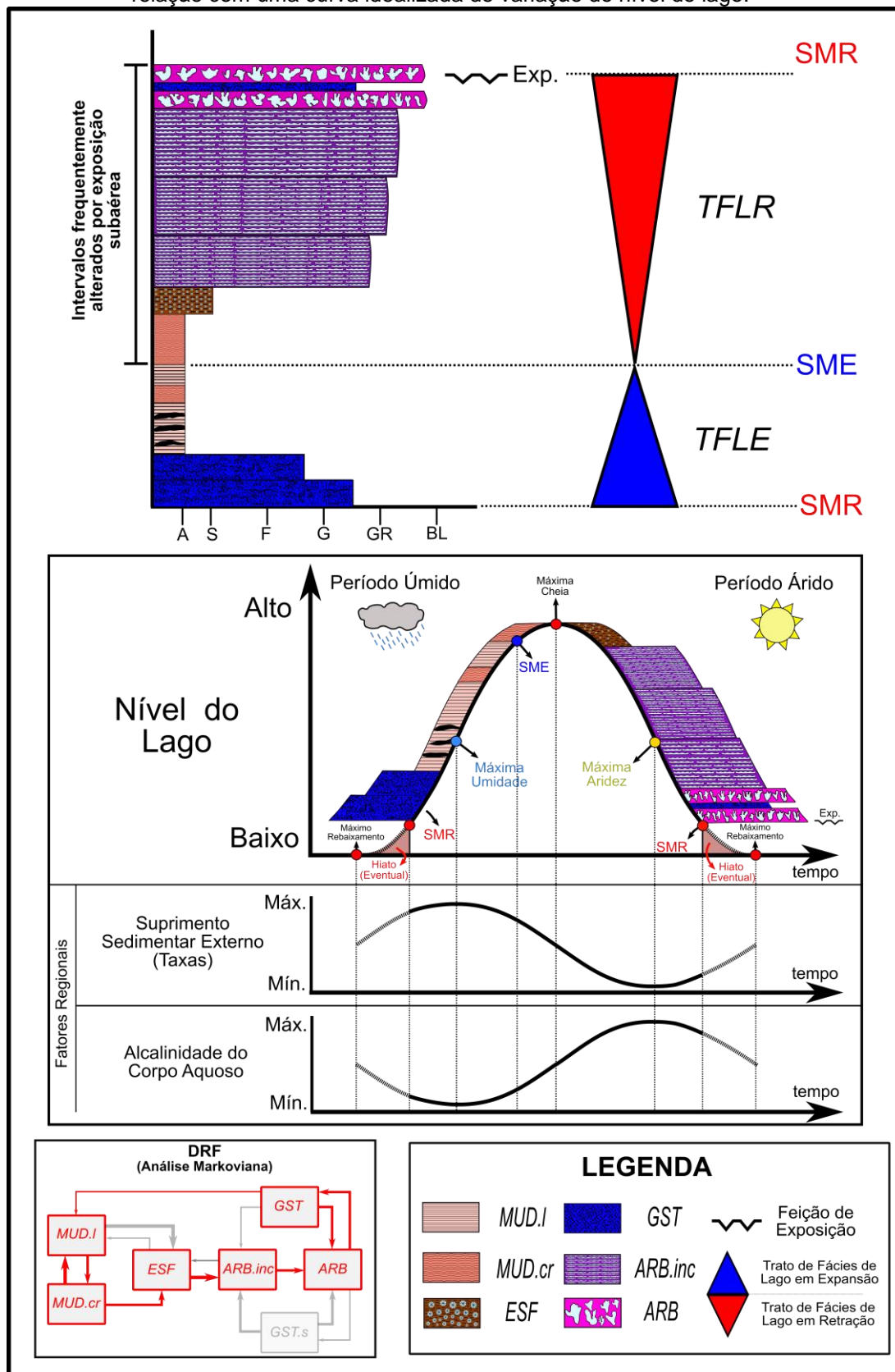
A figura 43 associa o empilhamento faciológico ideal e completo da sequência elementar tipo 3 ("MUD/ARB.inc") com um ciclo de variação completa do nível do lago, evidenciando a posição das principais superfícies estratigráficas identificadas.

A SME marca o momento de maior expansão do lago e maior acomodação disponível na vertical considerada de desenvolvimento da sequência elementar. Ela também marca uma importante mudança no regime de sedimentação, uma vez que a partir dela, as fácies MUD.cr e ARB.inc começam a se desenvolver, indicando o aumento da alcalinidade em níveis que permitiram a precipitação química, o que provoca a diminuição de sua lâmina d'água na vertical considerada e conseqüente retração do corpo aquoso como um todo. Pode-se dizer que a partir dela, portanto, as taxas de sedimentação passam a superar as taxas de geração de acomodação.

A SMR marca o momento de maior retração do lago e de início de uma acomodação negativa (exposição), na vertical considerada de desenvolvimento da sequência elementar. Ela também marca uma importante mudança no regime de sedimentação, uma vez que a partir dela têm-se a ocorrência das fácies GST.ic, e, especialmente MUD.I, indicando, no caso de não haver hiato (exposição), o início imediato da fase úmida, com conseqüente expansão do corpo aquoso e aumento de sua lâmina d'água. Havendo hiato (exposição), a SMR seria a materialidade de um período de tempo em que, naquela vertical, o nível do freático sob o lago exposto seguiria rebaixando e, em seguida, voltando a subir. Neste caso, o máximo rebaixamento do corpo aquoso como um todo se situaria na metade deste período de tempo de exposição. A partir da SMR, portanto, as taxas de geração de acomodação superam as taxas de sedimentação.

Por apresentar os maiores contrastes faciográficos, inclusive com feições de exposição subaérea associadas, a SMR foi eleita como sendo o limite desta sequência elementar. Desta forma, a SME marca o limite entre dois tratos de fácies: o trato de fácies de lago em expansão (TFLE) e o trato de fácies de lago em retração (TFLR).

Figura 43 - Empilhamento faciológico idealizado da sequência elementar tipo 3 e sua relação com uma curva idealizada de variação do nível do lago.



Nota: O DRF destaca as transições faciológicas com a propriedade markoviana que suportam a sequência elementar tipo 3. Taxas de subsidência são consideradas constantes.

Fonte: O autor, 2018.