

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO ARQUITETURAL E PETROLÓGICA DO
COMPLEXO DE INJEÇÃO DE AREIA TUMEY, CALIFÓRNIA
(EUA)**

GUSTAVO ZVIRTES

ORIENTADORES: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp e Prof. Dr. Andrew Hurst

Volume único

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO ARQUITETURAL E PETROLÓGICA DO
COMPLEXODE INJEÇÃO DE AREIA TUMEY, CALIFÓRNIA
(EUA)**

GUSTAVO ZVIRTES

ORIENTADORES: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp & Prof. Dr. Andrew Hurst

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim – Universidade do Vale do Rio dos Sinos

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Felipe Guadagnin – Universidade Federal do Pampa

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para aobtenção do
Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Zvirtes, Gustavo

Caracterização arquitetural e Petrológica do Complexo de Injeção de Areia Tumey, Califórnia (EUA) / Gustavo Zvirtes. - Porto Alegre 2019.

[294 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS, BR, 2019.

Orientadores: Prof. Ruy Paulo Phillip e Prof. Andrew Hurst

1. Injetitos de areia. 2. Petrologia sedimentar 3. Mapeamento geológico e estrutural. 4. Análise de petrofacies. I. Título.

CDU 551.21

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Agradecimentos

Este projeto de doutorado beneficiou-se do apoio financeiro da Shell Brasil e do CNPq por meio do projeto Sistemas Sedimentares, sediado na Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Universidade de Aberdeen, e pela importância estratégica do apoio dado pela ANP através do regulamento de P&D. Na Universidade de Aberdeen, gostaria de agradecer ao Prof. Benjamin Kneller pela amizade, apoio e por todos os esforços na coordenação do programa de Doutorado em cotutela entre a Universidade de Aberdeen e a UFRGS. Julie Forbes, Anne Simpson, Daniela Madureira e Michele Theodule pelo suporte administrativo e Judith Christie pelo suporte de TI. John Still e Collin Taylor são agradecidos por seu apoio durante a preparação e análise de amostras. Na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, agradeço a Prof. Karen Goldberg e Juliana por seus esforços na coordenação do programa, assim como Luciane e Roberto pelo apoio administrativo. Juliano e Marcelo são agradecidos pela parceria e apoio durante a preparação da amostra para análises petrográficas.

Agradeço aos meus supervisores Andrew Hurst e Ruy Paulo Philipp pela oportunidade de trabalhar neste projeto e pela orientação e supervisão. Foi realmente inspirador trabalhar com vocês. Prof. Andrew por me introduzir ao complexo mundo dos injetitos de areia, por todas as discussões esclarecedoras sobre os aspectos e processos de injeção e por todas as oportunidades e apoio durante os momentos mais difíceis. Ao Prof. Ruy Philipp por todas as oportunidades e parcerias durante estes últimos anos pelos quais você me guiou para melhorar minhas habilidades e conhecimentos geológicos, e pelos maravilhosos momentos durante os trabalhos de campo na Califórnia. A sua supervisão e amizade foram essenciais. Obrigado ao Dr. Andrew Morton pelo apoio durante a análise de minerais pesados. Obrigado a todos os membros do *Sand Injectites Research Group* (SIRG), liderado pelo Prof. Andrew Hurst, especialmente ao Dr. Giuseppe Palladino e Dr. Antonio Grippa, por todo o apoio e discussões durante nossos incríveis trabalhos de campo, e pela co-supervisão durante o doutorado. Seu conhecimento foi essencial para entender este assunto complexo, e sua companhia e amizade foram fundamentais para um ambiente de trabalho agradável e de cooperação. Obrigado aos meus amigos os quais foram essenciais para passar por esta etapa de maneira prazerosa e mais feliz. Agradeço especialmente a minha família que me apoiou desde o início desta jornada de vida, especialmente minha mãe que lutou sem medir esforços para dar tudo que eu precisava para chegar aqui, e minha irmã Maria Luiza por todo amor e carinho. Um agradecimento muito especial e de muito amor à minha esposa Rebeca pelo apoio e amor incondicional de sempre.

Resumo

Injetitos de areia são o resultado da fluidização e da remobilização de areia de depósitos sedimentares e intrusão em estratos hospedeiros adjacentes em subsuperfície. Injetitos são descritos como uma ocorrência cada vez mais comum em sistemas petrolíferos, particularmente em ambientes de águas profundas, influenciando a distribuição e a exploração de reservas. Compreender a continuidade espacial e as heterogeneidades petrológicas dos arenitos em complexos de injeção de areia é importante para avaliar sua gênese, evolução e potencial econômico como reservatórios intrusivos. Portanto, um esforço substancial deve ser direcionado no desenvolvimento de estudos em afloramentos de complexos de injeção os quais podem servir de análogos para a exploração em subsuperfície. Esta pesquisa apresenta a caracterização de um complexo de injeção de areia de grande escala sob uma perspectiva litoestratigráfica, estrutural e petrológica. Aqui são investigadas a origem e a evolução do Complexo Gigante de Injeção de Tumey (CGIT), desenvolvido na sucessão marinha profunda de idade eocênica da Formação Kreyenhagen na Bacia de San Joaquin, na região central do estado da Califórnia (EUA). O complexo forma uma intrincada rede de soleiras, diques, brechas de injeção e intrusões do tipo asa (*wing-like intrusions*), com escala e geometria variadas, provenientes de depósitos arenosos de preenchimento de canais de talude, intrusivos em lutitos ricos em lama e em detritos biosilicosos adjacentes. A pesquisa tem como objetivo (1) definir a organização arquitetônica e estrutural do complexo, (2) caracterizar sua evolução petrogenética e as relações entre as intrusões de arenito e as unidades parentais deposicionais, (3) definir as características das petrofácies dos reservatórios, (4) discutir processos diagenéticos e suas influências na dinâmica de fluxo de fluidos, e (5) avaliar os processos hidrodinâmicos durante a injeção de areia. Portanto, foi empregada uma abordagem multidisciplinar integrando dados de mapeamento geológico, litoestratigrafia, geologia estrutural, petrografia e análise de minerais pesados. Esta integração demonstra que os sistemas de injetitos de areia apresentam diversos processos e mecanismos associados a fluidização, remobilização e injeção de areia, os quais podem produzir uma arquitetura litoestratigráfica e estrutural complexa e variadas características petrológicas. Esta pesquisa aprimora o entendimento da interação entre a remobilização e a injeção de areia em subsuperfície e demonstra algumas das características estratigráficas, estruturais e petrológicas dos injetitos, permitindo a interpretação preditiva destes sistemas, apoiando a exploração e o desenvolvimento de reservatórios associados à injetitos de areia.

Abstract

Sand injectites are the result of sand fluidization and remobilization of depositional sand bodies and injection into adjacent host strata in the shallow subsurface. They are described as an increasingly common occurrence in petroleum systems, in particular in deep-water settings, influencing reserve distribution and recovery. Understanding sandstone continuity and petrological heterogeneities within injection complexes is important for evaluating their genesis and economic potential as injectite reservoirs. Therefore, substantial effort needs to be directed at developing outcrop analogues for subsurface exploration. This research presents a multi-scale characterization of a giant sand injection complex from an outcrop and petrological perspective. It investigates the origin and evolution of the Tumey Giant Injection Complex (TGIC) developed in the Eocene deep-marine succession of Kreyenhagen Shale in San Joaquin basin, Central California (USA). The complex forms an intricate network of sills, dykes, injection breccia, and wings, with varied scale and geometry, emanating from slope turbiditic channels and intruding adjacent mudrocks and biosiliceous mudrocks. The research aims to (1) define the architectural organization and structural framework of the complex, (2) to characterize its petrogenetic evolution and relationships between sandstone intrusions and depositional parent units, (3) define reservoir petrofacies characteristics, (4) discuss the influences on subsurface fluid flow, and (5) evaluate hydrodynamic processes during sand injection. Therefore, a multidisciplinary approach was employed that combined detailed geological mapping, lithostratigraphy, structural geology, sandstone petrography, and heavy mineralogy analysis. Integration of outcrop observations and petrological analysis of the TGIC illustrates that injectite systems are complex environments in which sand fluidization, remobilization and injection from deep-water turbiditic channels, can combine to produce complex architecture and petrofacies characteristics. Nevertheless, this research improves understanding of the interplay between sand remobilization and injection in the shallow subsurface, and demonstrates some of the characteristic traits of injectite systems that enable predictive interpretation, which in turn support the exploration for and development of sand injectite reservoirs.

Listade figuras

Esta lista de figuras se refere apenas às figuras apresentadas nos capítulos introdutórios da tese (capítulos 1, 2 e 3).

Figura 1.1 – Diagrama esquemático delineando a estrutura da tese

Figura 2.1 – Diagrama esquemático representando a metodologia utilizada durante o mapeamento geológico do complexo de injeção Tumey. Imagens de satélite, topografia e dados geológicos prévios foram integrados a dados estratigráficos e estruturais adquiridos em campo para a construção de perfis geológicos 2D e 3D, permitindo a definição da organização arquitetural do complexo.

Figura 2.2 – Fotomicrografias de lamina delgadas impregnadas com corante azul. (A) Brecha de injeção com clastos de argilito com matriz arenosa injetada. (B) Lamito biosilicoso rico em radiolários (porção superior direita) e diatomáceas (porção inferior esquerda). (C) Dique de arenito com clastos de argilito sendo fragmentados pela areia injetada. (D) Contato de intrusão de arenito e clastos de argilito biosilicoso.

Figura 2.3 – A) Diagrama ternário de classificação siliciclástica de arenitos (Folk, 1968); B) Diagrama de proveniência tectônica de arenitos (Dickinson, 1985).

Figura 2.4 – Preparação de amostras para análise de minerais pesados. (A) Funis e béqueres para separar as frações de minerais pesados e leves. O funil é fechado na parte inferior do tubo para recolher os minerais pesados à medida que afundam (caixa amarela). (B) Uma chapa quente é usada para aquecer o bálsamo do Canadá para reduzir a viscosidade e, assim, a lamínula pode ser comprimida para distribuir os grãos em uma camada. (C) Microscópio de luz polarizada para analisar lâminas de minerais pesados. (D) Detalhe do béquer contendo bromofórmio e amostra de areia peneirada de tamanho de 63-125 μm . Os minerais leves estão flutuando no topo, enquanto os minerais pesados estão afundando e concentrando no fundo do funil, onde mais tarde são coletados, antes de serem limpos com ácido clorídrico e drenados em funil de papel de filtro. (Modificado de Robinson 2013).

Figura 2.5 – Localização esquemática dos locais onde os principais processos que controlam a composição das rochas sedimentares se realizam, juntamente com os processos que controlam a composição e as texturas dos complexos de injeção de areia (modificado de Morton e Hallsworth, 1994).

Figura 2.6 – Características das variedades de minerais pesados (Modificado de Mange e Wright, 2007). (A) Exemplos mostrando a diversidade de variedades de zircão. Linha 1: cristais vulcanogênicos (três grãos à esquerda) euédricos e dois cristais euédricos de baixa temperatura. Linha 2: cristais em forma de lápis e euédricos com abundantes inclusões de microlitos e cristais de zircão zonados de granitóides; grão à direita mostra um núcleo isotrópico. Linha 3: cristais reciclados de zircão arredondados e incolores. Linha 4: grãos mostrando uma variedade de supercrescimentos. (B) variedades de apatita. Linha superior: cristal vulcanogênico euédrico, grãos prismáticos com bordas arredondadas e prisma arredondado com microlitos e inclusões opacas. Linha do meio: prisma pleocrórico vulcanogênico, marrom-avermelhado, grãos angulares e esféricos. Linha inferior: prisma arredondado com inclusões opacas paralelas, supercrescimento arredondado em um grão pré-existente escuro e arredondado, cristal hexagonal que se desenvolve sobre um grão detrítico esférico. (C) variedades de turmalina. Fila superior: cristais euédricos. Linha média: prisma incolor arredondado, preservando um núcleo pré-existente, grão angular irregular, forma basal nítida e grão arredondado com inclusão de zircão. Linha inferior: grão esférico, crescimento excessivo em turmalina detrítica arredondada e grão mostrando sobrecrecimento arredondado em um núcleo arredondado.

Figura 3.1 – Distribuição geográfica dos injetitos de areia documentados nesta tese e de outras ocorrências descritas na literatura, apresentando a localização das principais intrusões de arenito de grande porte em afloramento e subsuperfície, e localização do Complexo de Injeção Gigante Tumey (Tumey Giant Injection Complex – TGIC) na borda oeste dos EUA. A concentração de exemplos no noroeste da Europa é uma função do conhecimento das injeções de areia pale comunidade geológica e disponibilização de dados de subsuperfície. (Modificado de Hurst & Cartwright, 2007).

Figura 3.2 – Diagrama mostrando os ambientes sedimentares onde são registradas intrusões clásticas e a frequência em que ocorrem (Modificado de Jolly & Lonergan, 2002).

Figura 3.3 – Blocodiagrama esquemático da arquitetura de complexos de injeção de areia em ambiente marinho profundo com base em observações de afloramentos e de subsuperfície (modificada de Hurst et al., 2011).

Figura 3.4 – Geometrias de diques de arenito (modificados de Hurst et al., 2011). A) Diques de alto ângulo e diques de ângulo baixo da parte superior do complexo intrusivo Panoche no canion Marca, Panoche Hills (ver Hurst et al., 2007, Fig. 15; Vigorito et al., 2008). B) Espesso dique de ângulo baixo (8–12 m de abertura) e diques de ângulo elevado menos espessos (0,5–2 m de abertura) no canion *Right Angle* (Vigorito et al., 2008).

Figura 3.5 – (A) Dique de arenito indeformado intrusivo em margas (Aptiano) e alimentado pelo sistema turbidítico (Albiano) da Bacia Vocontian, França (Modificado de Parize et al., 2007a); (B) Dique de arenito ptigmático intrusivo na Formação Corumbataí, Brasil (Modificado de Perinotto et al., 2008). (C) Soleiras de arenito (*sills*) interconectadas e diques parcialmente deformados com margens erosivas em argilito fraturado hidraulicamente do Complexo de Injeção Gigante de Panoche, Califórnia. Note que os diques mais finos são mais deformados que os mais espessos (modificados de Hurst et al., 2015); (D) Dobras ptigmáticas em dique de arenito da Bacia Vocontian associado com a compactação pós-injeção (modificado de Parize et al., 2007a).

Figura 3.6 – Seção de rocha serrada e polida de diques clásticos que mostram estruturas internas (modificado de Diggs et al., 2007). As amostras são orientadas com o topo estratigráfico no topo da fotos. A) Dique clástico com bandas bem desenvolvidas e laminações paralelas às paredes do dique; B) Dique clástico de base caótica, incluindo laminações convolutas, pilares de tensão (Lowe, 1975) e estruturas em chama; C) Seção das margens de um dique clástico com argilito abundante ao longo das bordas interpretado como resultado da erosão de lama semi-consolidada nos sedimentos hospedeiros. Moeda da escala com 1,8 cm de diâmetro.

Figura 3.7 – Fotomicrografia de intrusão de arenito com laminação exibindo trama de grãos mais e menos intensamente compactados, Santa Cruz, Califórnia (Modificado de Scott et al., 2009); (B) Fotomicrografia de seção delgada orientada verticalmente mostrando bandas verticais encontradas na margem do dique de arenito, no sudeste da Ilha Alexander, na Antártida. Observe que a zona de tamanho de areia grossa à direita é separada (linha vermelha tracejada) por uma zona de grãos de areia finos (modificada de Taylor, 1982); (C) Lâmina delgada digitalizada de intrusão de arenito rico em clastos de argilito. Observe a presença de clastos de argilito (linha tracejada) e cunhas de arenito (setas amarelas). (D) Fotomicrografia de um clasto detrítico de lamito com fissuras preenchidas com arenito (seta amarela). As margens têm uma aparência difusa, notada por uma camada de 0,2 mm de espessura de grãos embutidos no clasto; (E) Fissuras em forma de cunha (seta amarela) dispostas paralelamente e preenchidas por arenito rico em clastos de argilito.

Figura 3.8 – Dique com gradação normal da Formação Cerro Toro, Chile (extraído de Hubbard et al., 2007).

Figura 3.9 – Exemplos de soleiras de arenito. (A) Afloramento de um complexo intrusivo dominado por soleiras (Fort Genois, Miocene, Tunisia). A seção inteira tem aproximadamente 120 m de espessura e 30 a 50% da seção é composta por soleiras de

arenito. (B) Interpretação geológica de A. O arenito mais inferior mostrado no campo de visão à direita é um arenito deposicional com superfícies de acamamento difuso parcialmente preservado, com avançado grau de modificação por fluidização na parte superior onde estruturas sedimentares primárias não são mais identificáveis (ver Parize, 1988). A zona da soleira é dominada por corpos de arenito concordantes que têm de 0,1 a 2 m de espessura (cinza escuro) formando uma rede complexa de soleiras com várias camadas (Modificado de Hurst et al., 2011); (C) Afloramento de uma soleira de arenito da unidade Moreno Shale (Cretáceo), Panoche Hills no oeste do Vale de São Joaquim, Califórnia Central. Soleira de arenito intrudindo acamamento, se conectando com outras soleiras e bifurcando (modificado de Hurst et al., 2005); (D) Soleira clástica exibindo típicos limites superiores e inferiores agudos. Observe a bifurcação da soleira perto do martelo e a re-união dos dois ramos perto do topo do afloramento, envolvendo uma massa do que provavelmente era lama semi-consolidada no momento da injeção. O topo estratigráfico fica à direita. O martelo tem 31 cm de comprimento; (E) Parte de uma soleira de multi-acamadada, na qual parte do acamamento de arenito deposicional original é preservada perto da base, mas torna-se cada vez mais rompida e fragmentada para cima. Os clastos de lamito em “jangadas” são alongadas, estendendo-se por 1 a 2 m de comprimento, e são cortadas por fraturas cheias de arenito, que fragmentam os clastos em fragmentos menores (Moreno Gulch, Panoche Hills, Califórnia; Vigorito et al., 2008; Vigorito e Hurst, 2010).

Figura 3.10 – Variedade de geometrias em algumas intrusões de arenito colunares e irregulares. A) Arenito colunar com morfologia torcida com uma geometria axial em espiral. Internamente, o tubo é aparentemente sem estrutura e se conecta a uma unidade de arenito intensamente fluidizado (Navajo Sandstone, Jurássico, Utah, modificado de Chan et al., 2007); B) Observação furo de sondagem de um arenito colunar encapsulado dentro do lamito hospedeiro com uma geometria axial espiral com espessura decrescente para baixo; C) Intrusão de arenito irregular com margens curvas de erosão do Complexo Gigante de Injeção Tumey; D) Fotointerpretação de C.

Figura 3.11 – Exemplos de brechas de injeção em afloramento (A, B, C e D) e furos de sondagem (E). Afloramentos B, C e D são brechas de injeção do complexo de injeção Tumey (TGIC). (A) Brecha de clastos de argila do PGIC, na Califórnia Central. Os clastos de lamito são geralmente alongados, microfraturados e, por vezes, quebrados e fraturados por fraturas estreitas preenchidas por areia. Margens arredondadas formadas durante a injeção de areia por abrasão no fluxo fluidizado turbulento carregado com areia (processo de corrosão de Scott et al., 2009). Caneta de escala com 15 cm de comprimento (fonte: Hurst et al 2015); (B) Brecha de injeção com clastos de argilitos hidrofraturados separados por diques orientados aleatoriamente formando estruturas de quebra-cabeças (*jigsaw structures*). (C) Brecha de injeção com clastos de lamito com fragmentos altamente angulares em tamanhos variados. (D) Brecha de injeção com clastos angulares e arredondados de lamito. A forma arredondada é atribuída à erosão (abrasão e corrosão) dos clastos durante o fluxo de injeção de areia. (E) Facies não estratificadas de Duranti e Hurst (2004) em testemunhos de sondagem do Membro Nauchlan, Bacia do Mar do Norte. Todos os testemunhos são de poços verticais. B1, arenitos com laminações íngrimes; B2, estruturas de pilares que cortam unidade de arenitos entrecruzados com lâminas curvadas localmente para cima; B3, arenitos sem estruturas distintas, mas uma textura “manchada” produzida por numerosas estruturas de escape de água de pequena escala; B4, brecha de lamito com microfraturas preenchidas por areia; B5, diques e soleiras de arenito com unidades ramificadas e topos pontiagudos e discordantes; (F) Organização espacial da associação de fácies “não estratificadas” proposta por Duranti e Hurst em 2004 descrita em (E) e suas relações disruptivas com as fácies “estratificadas” do membro Nauchlan. Observe as brechas (B4) concentradas na base dos lamitos sobrejacente (Duranti e Hurst, 2004).

Figura 3.12 – Seção vertical esquemática demonstrando a areia deposicional com acamamento cruzado (base) sendo modificada por fluidização e remobilização alimentando diques de areia que cortam camadas de sedimentos e argilas até a superfície formando “vulcões de areia” (extruditos). Observe que o sistema pode trazer fragmentos ascendentes dos estratos hospedeiros fraturados (em preto) (modificado de Obermeir, 1996).

Figura 3.13 – Exemplos de extruditos de areia em afloramento. A, B e C) Vulcões de areia em ambiente marinho profundo da Formação Ross (Carbonífero), Condado de Clare, Irlanda (modificado de Jonk et al., 2007). Os flancos estão inclinados a aproximadamente 15°. Estruturas de fluxo são vistas ao longo do mergulho do cone longe da cratera central; (D) Seção transversal de um vulcão de areia do complexo de injeção Panoche, Califórnia (EUA). O martelo tem aproximadamente 35 cm de comprimento (fonte: Vigorito et al., 2008).

Figura 3.14 – Seção sísmica em sistemas deposicionais de Formação Kyrre do Cretáceo Superior (acima) e respectivas interpretações geológicas (abaixo) de um canal de talude submarino. Observe as anomalias de amplitude discordantes ao acamadamento e desenvolvidas adjacentes ao canal submarino (fonte: Jackson, 2007)

Figura 3.15 – Afloramento de unidades fontes deposicionais (*parent units*). A) Parede da montanha e seção medida (indicada pela linha tracejada vermelha) mostrando arenito fonte (50 m de espessura) intensamente deformado da Formação Hareelv, mostrando intrusão em forma de asa (*wing-like intrusion*) desenvolvida à direita do afloramento (modificado de Surlyk et al., 2007). B) Canal turbidítico alimentando intrusão em asa em forma de asa discordante ao acamadamento de lamitos hospedeiros da Formação Kreyenhagen Shale, Califórnia (EUA).

Figura 3.16 – Afloramento de unidades deposicionais fontes. A) Arenito maciço, lateralmente extensivo com cerca de 15 m de espessura, com o topo de camada reto e irregular, com desníveis de até 1 m, Katedralen, Jameson Land (modificado de Surlyk et al., 2007); B) Corpo de arenito com mais de 15 m de espessura, apresentando bandamento de fluxo (modificado de Surlyk et al., 2007); C) Estrutura em cogumelos no topo de um arenito deposicional intensamente deformado. O penhasco é de aproximadamente 30 m de altura (modificado de Surlyk et al., 2007); D) Superfície erosiva convexa para cima (linha azul tracejada) no topo de arenito deposicional truncando o acamadamento (linha amarela tracejada) no lamito sobrejacente. Santa Cruz, Califórnia (modificado de Hurst et al., 2007).

Figura 3.17 – A) Tipos de intrusões de arenito detectadas por dados sísmicos 3D em sequência Paleógena do Mar do Norte, de acordo com Huuse et al., (2007). Diagrama esquemático baseado em dados da região de Moray Firth, Mar do Norte (Huuse et al., 2005a). Tipo 1 = intrusões em forma de asas (*wing-like intrusions*) adjacentes e acima de corpos de arenitos fontes concordantes; Tipo 2 = intrusões cônicas posicionadas acima de suas unidades fontes; Tipo 3 = complexo de intrusão de crista (*crestal intrusions*) acima de corpos de areia mais maciços; B) Seção sísmica da parte central do campo de Grane mostrando reflexões semelhantes a asas que emanam da unidade principal do reservatório, a qual constitui a parte mais distal do arenito da Formação Heimdal no flanco leste do Graben Viking do Sul; C) Intrusões compostas de soleira e diques de arenito formando intrusão em forma de asa intrudindo lamitos biosilicosos intensamente fraturados do complexo de injeção Tumey, Califórnia. Os degraus têm vários metros de altura, com margens arredondadas pela erosão causada pelo fluxo turbulento durante a intrusão da areia (modificado de Huuse et al. 2007). E, F, G, H) Comparação de dados sísmicos através da descoberta do campo Gamma (N24 / 9-3) (Viking Graben Sul). Dados de poços sugerem que as anomalias semelhantes a asas observadas nos dados reprocessados correspondem a arenitos grossos de 30 a 40 metros de espessura, e que a amplitude mais clara no topo da Formação Frigg sobre a crista da estrutura corresponde a uma franja de intrusões crestais. Observe as diferenças entre as geometrias de corpo de areia e a conectividade vertical em o cenário de modelo deposicional (c) versus o cenário de injeção de areia (d). Modificado de Huuse et al. (2007).

Figura 3.18 – Características sísmicas de intrusões cônicas de larga escala e sistema de falhas poligonais na sucessão Eoceno-Oligoceno da Bacia de Faroe-Shetland (fonte: Huuse et al., 2007). (A) seção sísmica através de uma série de intrusões cônicas de arenito. Profundidades de fatias sísmicas de variação marcadas com linhas tracejadas. (B – E) Fatia de variância marcada a cada 100m/s através da seção com falhas poligonais contendo as intrusões de arenito com interpretação geológica à direita. (D) Os ápices de intrusão estão

intimamente relacionados a interseções de falhas. (E) Nenhuma evidência de um sistema alimentador pode ser vista na seção com falhas poligonais abaixo das intrusões de arenito cônico.

Figura 3.19 – (A) Diagrama indicando os principais parâmetros geométricos associados a intrusões clásticas em forma de asa. Na margem esquerda, dique relativamente simples que não possui soleira superior. Na margem direita, intrusão clástica mais complexa que consiste em segmentos de dique de mergulhos variáveis (rotulados 1 e 2) e que passam para um segmento de soleira superior (rotulado 3). TWT = tempo de viagem de duas vias. (Modificado de Jackson et al., 2011). B, C) Seções geosísmicas correspondentes, ilustrando a variabilidade na geometria de intrusões clásticas em asas adjacentes a um canal de talude marinho (unidade fonte parental). (B) Em ambas as margens do canal, ambos diques não possuem soleiras superiores desenvolvidas. (C) Na margem sudoeste, um dique sem soleira superior é desenvolvido, enquanto na margem nordeste, ocorre desenvolvimento de soleira de baixo ângulo. (Modificado de Jackson et al., 2011).

Figura 3.20 – Exemplos de intrusões clásticas e magmáticas em forma de pires (*saucer-shaped intrusions*): (a) Representação esquemática da arquitetura geral e terminologia correspondente das intrusões em forma de pires; (b) Exposição e interpretação de uma intrusão de arenito em forma de pires (amarelo) do complexo de injeção gigante de Panoche, na Califórnia Central. A intrusão é composta e cortada por diques (vermelho); apenas as principais intrusões são mostradas. Unidades fontes representadas em verde. (Modificado de Hurst et al., 2015); (c) Detalhe da asa da intrusão em forma de pires exibindo o soerguimento e deslocamento de estratos hospedeiros (*jack-up*) na porção à direita do afloramento (Modificado de Hurst et al., 2015); (d) Imagem sísmica de uma intrusão clástica em forma de pires do campo de Volund no Mar do Norte e refletores sísmicos transversais em forma de asa emanando de suas margens (Huuse et al., 2004); (e) Imagem da soleira ígnea do Golden Valley, na África do Sul, com cerca de 10 km de diâmetro, formando geometria em forma de pires (Galland et al., 2009; Polteau et al., 2008); (f) modelo digital 3D de elevação do soleira do Golden Valley; (g) Imagem sísmica de uma intrusão ígnea em forma de pires na Nova Zelândia (modificada de Bishop, 2018). Observe as características geométricas semelhantes entre as intrusões clásticas (d) e ígneas (g).

Figura 3.21 – Diagramas mostrando a granulometria mais suscetível à liquefação; a cruz verde mostra o tamanho de grão mais grosso que pode desenvolver liquefação sem a ocorrência de uma cobertura confinante. Modificado de Obermeier (1996^a).

Figura 3.22 – Curva de velocidade de fluidização mínima e faixa de fluidização de sedimentos (área azul) em função do tamanho do grão de sedimento (Lowe, 1975). Os cálculos assumem esferas de quartzo uniformes e água como meio de fluidização. Sedimentos de tamanho de grão abaixo de 0,05 mm exibem resistência coesiva significativa à fluidização, que provavelmente aumenta com a diminuição do tamanho dos grãos e com o aumento do grau de compactação. A fluidização de areia e cascalho é dominada pela resistência inercial.

Figura 3.23 – Definição, características gerais e forma de identificação dos principais mecanismos de deformação de sedimentos não consolidados segundo Lowe (1975). U_0 = velocidade mínima de fluidização.

Figura 3.24 – Gráfico de regimes de tensão verticais e horizontais em uma bacia tectonicamente relaxada. Estresse diferencial aumenta com a profundidade; a uma profundidade onde a tensão de cisalhamento aplicada excede quatro vezes a resistência à tração da rocha hospedeira, onde $(\sigma_1 - \sigma_3) > 4T$, o tipo de fratura muda de extensional para fraturas de cisalhamento. As fraturas do tipo I, II e III estão correlacionadas com a profundidade relativa de formação (modificado de Cosgrove, 2001 and Cobain et al., 2015).

Figura 3.25 – Mecanismos de hidrofraturamento de litologia selante (estratos hospedeiros). (A) Envelope de fraturamento de Mohr demonstrando as condições de tensão para cisalhamento (círculo verde) e extensão (círculo vermelho) de falha de fratura hidráulica. (B) Resposta física do material sob extensão (contorno vermelho) e falha de cisalhamento (contorno verde). (C) Fraturas pré-existentes e pressões de entrada de baixa capilaridade permitem que os fluidos escapem das unidades de areia fonte, evitando a sobrepressão de fluidos. (D) Alta pressão de fluido nos poros da unidade de areia fonte podem iniciar o fraturamento hidráulico. Esse fraturamento promove um gradiente de pressão de fluidos de alta a baixa pressão na unidade fonte e em fraturas, respectivamente. O fluido dos poros fluirá e se a velocidade do fluxo for alta o suficiente, a areia é fluidizada e injetada nas fraturas (fonte: Cosgrove, 2001); σ_1 , σ_2 e σ_3 são os principais eixos de tensão máxima, intermediária e mínima, respectivamente. σ_1 é, por convenção, assumido como sendo vertical. (Modificado de Cosgrove, 2001 e Hurst et al., 2011).

Figura 3.26 – Caracterização evolutiva dos processos de fluidização de injeções de areia e texturas geradas nos arenitos depositados e injetados. (A) Gráfico de profundidade-pressão de um corpo de areia submetido a compactação em desequilíbrio e estresse de fluidos. (B) Diagrama esquemático da evolução do processo de fluidização e injeção de areia super pressurizada. (Modificado de Hurst, 2011).

Figura 3.27 – Ilustração de dois cenários de evolução de reservatórios de injetitos com diferentes tempos relativos de injeção de areia, migração de petróleo e cimentação (carbonato). Cenário A: A injeção de areia ocorre em profundidade de soterramento rasa, seguida por cimentação localizada de carbonato e subsequente migração de petróleo. Barreiras de cimentação carbonática impedem a migração de petróleo para algumas das injeções. Cenário B: O petróleo migra para os arenitos não consolidados em profundidade rasa (algumas centenas de metros). A injeção de areia ocorre e o petróleo escapa através das injeções que atingem o fundo oceânico (setas tracejadas). A cimentação carbonatada tardia reduz a porosidade e a permeabilidade, diminuindo a qualidade do reservatório. Modificado de Jonk et al., (2005).

Figura 3.28 – Classificação de armadilhas intrusivas (traps) (modificado de Hurst et al., 2005). a) diques; (b) soleiras intrusivas; c) extruditos (soleiras emergentes); d) escarpas recortadas; e) corpos irregulares. Essas feições ocorrem em uma ampla gama de escalas, de centímetros a centenas de metros em vista plana, e milímetros a dezenas de metros em seção vertical. x, y e z estão em metros; h = altura, w = largura.

Lista de Tabelas

A lista de tabelas aqui apresentada se refere apenas às tabelas apresentadas nos capítulos introdutórios da tese (capítulos 1, 2 e 3).

Tabela 2.1. - Principais tipos de proveniência e principais aspectos composicionais de arenitos, de acordo com Dickinson 1985.

Tabela 2.2. - Proveniência e razões de minerais específicos estáveis (Morton and Hallsworth, 1994).

Tabela 3.1 – Classificação geral de brechas de origem contrastante e suas feições diagnósticas (Modificado de Shukla e Sharma, 2018).

Sumário

Agradecimentos	4
Resumo.....	2
Capítulo 1 – Introdução.....	12
1.1. Introdução.....	12
1.2. Objetivos	13
1.3. Terminologia	14
1.4. Organização da Tese	15
Capítulo 2 - Métodos.....	17
2.1. Mapeamento Geológico.....	17
2.2. Análise Estrutural	19
2.3. Análise Petrográfica	20
2.3.1. Preparação de lâminas delgadas.....	20
2.3.2 Análise modal da composição detrítica	20
2.3.3 Análise de petrofácies de reservatório	23
2.3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	24
2.4. Análise de Minerais Pesados.....	25
2.4.1 Preparação de amostras.....	26
2.4.2 Análise convencional de minerais pesados.....	27
2.4.3 Análise da Variedade de Minerais Pesados.....	31
Capítulo 3 – Injetitos de Areia.....	33
3.1. Introdução.....	33
3.2. Características Físicas dos Injetitos de Areia.....	37
3.2.1 Elementos arquiteturais.....	40
3.2.2 Geometria dos Complexos de Injeção de Areia	62
3.3. Mecanismos e Processos e intrusões de areia.....	73
3.3.1 Remobilização e injeção de sedimentos	74
3.3.2 Sobrepressão, Mecanismos gatilho e falhamento de camada selante.....	82
3.4. Injetitos de Areia e o Sistema Petrolífero	92
3.4.1. Impacto dos injetitos na dinâmica de fluidos	94
3.4.2. Estilos de armadilhas (<i>traps</i>) de intrusões de areia	97
3.5. Sumário e conclusões.....	100
Referências.....	102
Capítulo 4 – Paper 1	1
Capítulo 5 – Paper 2	48

Capítulo 6 – Artigo 3.....	55
Capítulo 7 – Síntese e Considerações Finais	62

Capítulo 1 – Introdução

1.1. Introdução

Os complexos de injeção de areia são desenvolvidos em muitas bacias sedimentares, especialmente em ambientes clásticos marinhos de águas profundas, descritos em afloramentos como, por exemplo, na Califórnia (Vigorito et al., 2008; Scott et al., 2009; Palladino et al., 2018; Zvirtes et al., 2019), Groenlândia (Surlyk et al., 2007), e França (Parize et al., 2007; Monier et al., 2015) ou em subsuperfície, com importantes ocorrências em *offshore* do Mar do Norte, onde são conhecidos por afetar profundamente os sistemas petrolíferos Paleogenos (Hurst e Cartwright, 2007; Huuse et al., 2010; Hurst e Vigorito, 2017).

Injetitos se formam durante o soterramento raso (geralmente <1,5 km) quando a pressão de fluidos nos poros aumenta e excede os gradientes litostáticos, superando o estresse de tensão dos estratos adjacentes, desencadeando fraturamento hidráulico, efluidização e injeção de areia em sistemas de propagação de fraturas (Vigorito e Hurst 2010; Hurst et al., 2011). As intrusões de areia formam uma rede complexa de arenito de alta permeabilidade em estratos de baixa permeabilidade (por exemplo, lamito), criando caminhos para a migração de fluidos e influenciando processos diagenéticos (Jonk, 2010). Dessa maneira, injetitos de areia podem formar armadilhas intrusivas (*intrusive traps*) que podem gerar alvos significativos em sistemas petrolíferos (Hurst et al., 2006). Apesar de sua crescente importância global como reservatórios em sistemas de hidrocarbonetos, o mapeamento em escala regional e a documentação de afloramentos de complexos de injeção de areia de grande escala ainda são escassos.

Com relação à importância dos estudos de afloramento de injetitos de areia, esta tese discute a organização arquitetônica e as características petrológicas dos complexos de injeção através do estudo do Complexo de Injeção de Areia de Tumey (CIAT), formado na sucessão marinha profunda depositada durante o Eoceno na Bacia de San Joaquin, porção central do estado da Califórnia (EUA). Através do mapeamento geológico de detalhe, do levantamento de perfis estratigráficos e da análise petrológica do CIAT, foi possível melhorar o entendimento da organização arquitetural e das relações petrogenéticas de complexos de injeção de areia de grande escala. A integração de dados estratigráficos, estruturais e petrológicos forneceu informações importantes sobre os mecanismos e os processos necessários

para a fluidização e injeção de areia em grande escala em estratos de hospedeiros fraturados hidráulicamente. Investigações em macro- e micro-escala das unidades deposicionais e intrusivas, suas geometrias, estruturas externas e internas, bem como suas características petrológicas, foram utilizadas para estabelecer correlações litoestratigráficas, avaliar os processos sedimentares e de injeção, e os controles geológicos da migração de fluidos em condições de sobrepressão, o fraturamento das rochas encaixantes, e a remobilização e injeção de areia.

O conjunto de dados gerados forneceu informações importantes para a caracterização das feições geológicas dos injetitos e dos processos e mecanismos pelos quais eles se formaram. Esta pesquisa avaliou a evolução petrológica do CIAT e suas características de reservatório, trouxe uma proposta de modelos geológicos para explicar a origem e as condições em que o complexo de injeção de areia se formou, além de descrever um novo análogo de afloramento para outras bacias sedimentares e sistemas petrolíferos em que ocorrem complexos de injeção de areia de grande escala.

1.2. Objetivos

Este trabalho apresenta uma integração de estudos campo e laboratoriais das rochas deposicionais e intrusivas associadas ao CIAT. O objetivo deste estudo é avaliar o arcabouço estratigráfico e estrutural do CIAT juntamente com sua caracterização petrológica para entender sua gênese e evolução. Este estudo é essencial para entender as inter-relações entre seus principais elementos, como as unidades deposicionais arenosas modificadas e remobilizadas (*parent units*), a rede de arenitos intrusivos (e.g. soleiras e diques) e os estratos hospedeiros que atuam tanto como selo dos depósitos de arenitos fontes, quanto como unidades hospedeiras para as injeções de areia. A principal hipótese levantada para esta tese é que com um estudo detalhado da estratigrafia, geologia estrutural, e caracterização petrológica do CIAT, é possível definir a evolução petrogenética e estrutural do complexo. Além disso, as características das intrusões de areia e das unidades deposicionais associadas são avaliadas como análogos de afloramentos, com uso potencial na análise subsuperficial de injetitos.

A abordagem multidisciplinar conduzida nesta tese envolvendo a integração entre a estratigrafia, geologia estrutural e petrologia sedimentar (petrografia e análise de minerais pesados) é justificada pela falta desses estudos em injetitos de areia, especialmente em afloramentos de complexos de injeção de grande escala. A

escassez de estudos de mapeamento geológico de detalhe na área de Tumey Hills, juntamente com os levantamentos estruturais e petrológicos do CIAT tornam esta pesquisa pioneira na investigação detalhada de um complexo de injeção de areia de grande escala depositado durante o Eoceno no estado da Califórnia (EUA). Esta pesquisa também contribuiu para a compreensão da estratigrafia e da evolução estrutural de um complexo de injeção dentro de um contexto geotectônico de margem continental ativa durante o Paleogeno. O objetivo final foi entender e melhorar os modelos de injeção de areia, seus processos de formação, propondo um novo exemplo análogo para análise de subsuperfície. Conseqüentemente, este estudo pode promover a otimização da exploração de complexo de injeção de areia associados a reservatórios de óleo, gás e água, bem como a ampliação do conhecimento sobre injetitos de areia para identificação e caracterização em outras bacias sedimentares.

1.3. Terminologia

O termo intrusão clástica é usado para todos os tipos de intrusões siliciclásticas, independentemente de sua forma, composição, tamanho de grão e modo de formação. Nesta tese, as injeções de areia incorporam todas as intrusões clásticas formadas pela colocação forçada de material de tamanho da areia que é discutida ao longo da tese. O preenchimento passivo de areia refere-se a diques e fraturas preenchidas com material clástico por processos de intrusão associados à força gravitacional que não são discutidos aqui. O termo “injetito de areia” (*sand injectite*, *sensu* Hurst et al., 2003) refere-se a todos os produtos resultantes dos processos de remobilização de areia de corpos arenosos fontes e injeção em estratos encaixantes fraturados, e eventual extrusão desta areia em superfície formando extruditos (*extrudites*, *sensu* Hurst et al., 2006). O termo “rede intrusiva” (*intrusive network*) é aplicado ao conjunto interligado de diques e soleiras de arenito e também brechas de injeção. Somente são referidos como “diques de arenito” intrusões que tiverem formas gerais tabulares discordantes ao acamadamento, ou soleiras de arenito, quando concordantes com o acamadamento. Os arenitos deposicionais que foram deformados e modificados por fluidização e remobilização de são referidos como “unidades parentais ou arenitos fontes”. Os estratos nos quais os arenitos intrusos ocorrem são denominados “unidades hospedeiras ou encaixantes” (*host units*). O conjunto de todos esses elementos define o “complexo de injeção”.

1.4. Organização da Tese

O capítulo inicial apresenta os objetivos, justificativas e hipóteses que nortearam esta tese, seguido dos métodos utilizados durante as investigações aqui apresentadas (capítulo 2) e da revisão bibliográfica sobre injetitos de areia (capítulo 2). Os capítulos seguintes da tese estão compostos pelos três (03) artigos científicos (capítulos 4, 5 e 6), finalizando com a síntese e conclusões da tese (capítulo 7). As referências bibliográficas dos capítulos 1, 2 e 3 estão agrupadas ao final do capítulo 3. A relação numérica de figuras dos capítulos 4, 5 e 6 apresenta a numeração associada ao artigo submetido. O organograma com a estrutura da tese pode ser observado na figura 1.1.

Após a introdução (capítulo 1), o capítulo 2 apresenta os métodos e astécnicas utilizadas no desenvolvimento das pesquisas desta tese, com foco no mapeamento geológico detalhado do CIAT com foco na reconstrução do arcabouço estratigráfico e estrutural do complexo, juntamente com a coleta de amostras para as investigações petrológicas, com base na análise petrográfica e de minerais pesados de arenitos deposicionais e intrusivos. A revisão bibliográfica (capítulo 3) sobre injetitos de areia descreve a teoria, princípios e terminologia, trazendo a compreensão atual dos complexos de injeção de areia, suas características físicas, processos e mecanismos de formação, e sua importância no contexto da exploração de hidrocarbonetos.

O capítulo 4 apresenta o primeiro dos artigos que compõe a tese, reportando as observações detalhadas de afloramentos que serviram de base para a definição da organização arquitetural, faciológica e estrutural do CIAT. Neste capítulo são apresentadas as principais unidades que formam o complexo e as relações litoestratigráficas e estruturais entre as unidades de arenitos fontes e a rede de intrusões de areia, e suas relações genéticas no contexto geotectônico da Bacia de San Joaquin.

O capítulo 5 apresenta o segundo artigo submetido, com os resultados dos estudos petrológicos através da análise petrográfica quantitativa e qualitativa de arenitos deposicionais e intrusivos, permitindo a definição precisa das composições, micro-texturas, assinaturas de proveniência, evolução diagenética e características de porosidade do complexo. Estas informações são utilizadas para definir as associações petrogenéticas do complexo, suas características de petrofácies de reservatório e as influências na migração de fluídos.

No artigo 3, que compõe o capítulo 6 da tese, é apresentada a análise dos minerais pesados do CIAT, onde são descritas as variações das assembléias minerais dos arenitos deposicionais e intrusivos, e suas variações texturais ao longo de estruturas contínuas, possibilitando a análise de proveniência e de processos hidrodinâmicos e diagenéticos durante a formação do complexo de injeção.

A tese então é finalizada com um curto capítulo 7 que sintetiza os principais resultados alcançados durante a realização deste projeto.

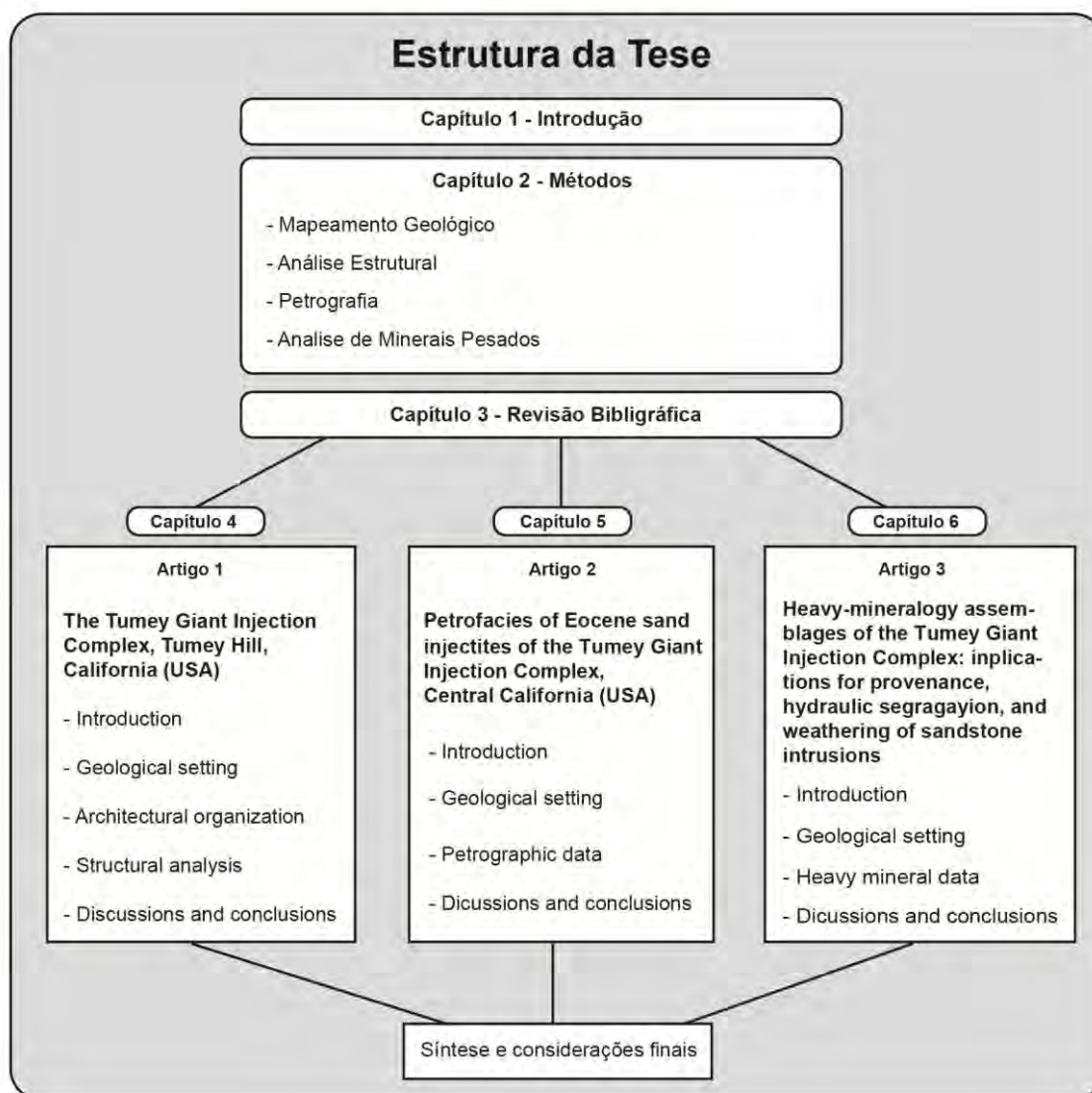


Figura 1.1 – Diagrama esquemático delineando a estrutura da tese.

Capítulo 2 - Métodos

A metodologia utilizada para o desenvolvimento desta tese envolveu o mapeamento geológico em escala de detalhe (1:5.000), acompanhado pelo levantamento de perfis sedimentares e seções geológicas. Durante o mapeamento geológico foram coletados dados estruturais e estratigráficos, bem como amostras representativas para estudos de laboratório. Estes levantamentos incluíram a análise petrográfica quantitativa e qualitativa de arenitos deposicionais e intrusivos associados ao complexo, e análise de minerais pesados.

2.1. Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico detalhado do Complexo de Injeção de Areia Tumey foi realizado através de seções estratigráficas, na tentativa de observar e definir relações de contato e identificar estruturas indicativas das relações entre as unidades deposicionais e os corpos intrusivos do complexo. Desta forma, o mapeamento geológico foi focado na representação da distribuição espacial de unidades parentais deposicionais, injeções de areia e rochas encaixantes. O trabalho de campo ocorreu em quatro etapas e foi baseado na compilação da literatura e mapas geológicos publicados, combinados com imagens de satélite de alta resolução, permitindo a definição das áreas cruciais que poderiam ser acessadas para o mapeamento litoestratigráfico e estrutural do complexo (**Fig. 2.1**).

Os estudos de campo envolveram: mapeamento da distribuição de formações e/ou tipos de rochas; determinação de alterações laterais e verticais nas litofácies; determinação da espessura das unidades de rocha; descrição de estruturas sedimentares e aspectos texturais de unidades deposicionais e intrusivas; documentação e medição da orientação de estruturas sedimentares direcionais, como acamadamento sedimentar, estruturas associadas aos processos de injeção de areia em diques e soleiras e estruturas deformacionais como dobras e fraturas; e coleta de amostras para estudos laboratoriais de análise petrográfica e de minerais pesados.

Os perfis colunares sedimentares (*logs*) desempenharam um papel importante na diferenciação entre fácies deposicionais e intrusivas e na definição da organização estratigráfica e arquitetural do complexo. Os perfis apresentam uma impressão visual imediata da sucessão sedimentar (Tucker, 2003; Nichols, 2009) e intrusiva (Ravier et al., 2015; Scott et al., 2013) e são uma maneira conveniente de

fazer correlações e comparações entre seções equivalentes de diferentes porções do complexo.

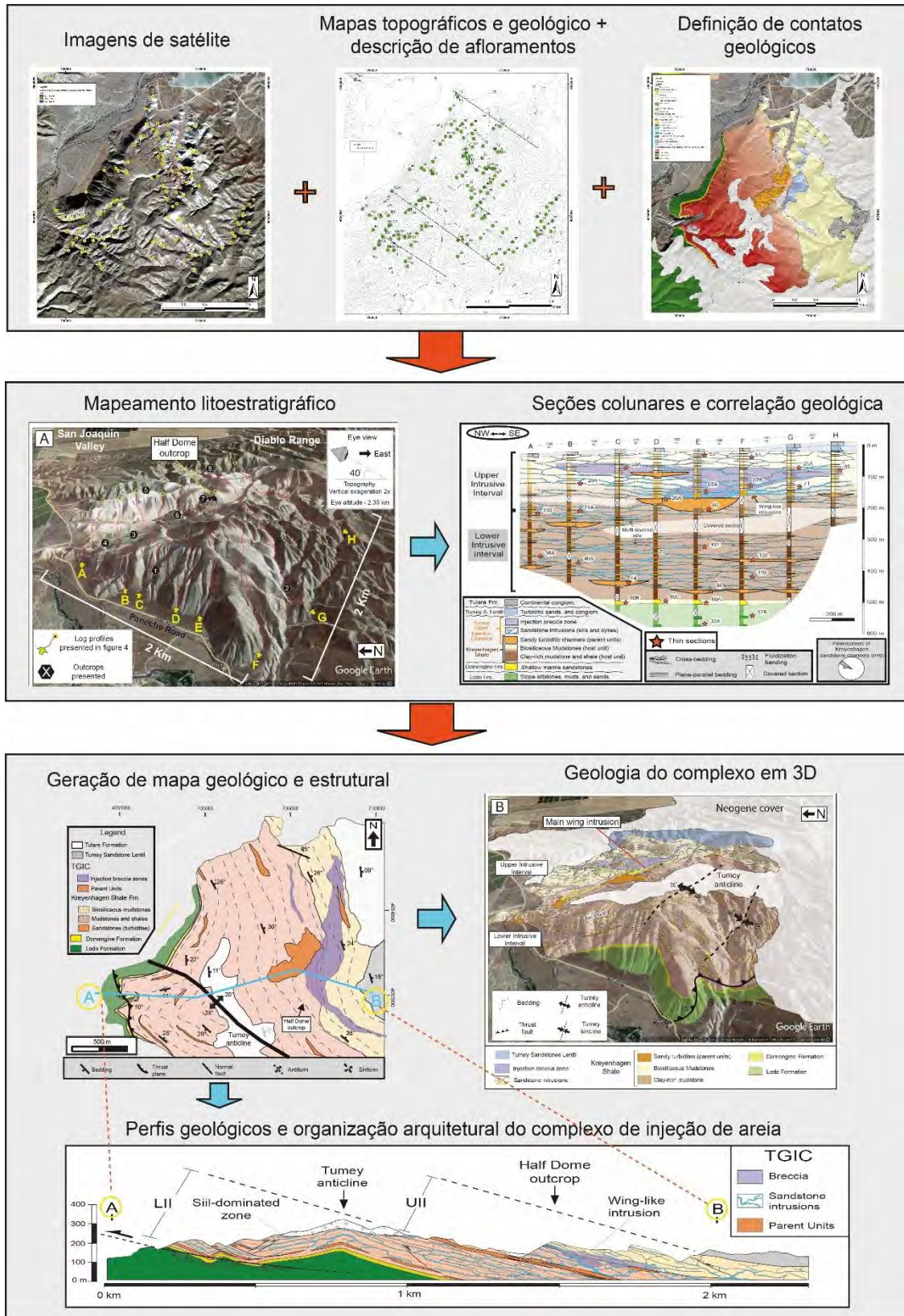


Figura 2.1 – Diagrama esquemático representando a metodologia utilizada durante o mapeamento geológico do complexo de injeção. Imagens de satélite, mapas topográficos e referências bibliográficas foram integrados a dados estratigráficos e estruturais adquiridos

em campo, permitindo o mapeamento geológico e estrutural de detalhe da área de estudo e a definição da organização arquitetural e litoestratigráfica do complexo.

A amostragem foi realizada com base nas relações estratigráficas, espaciais e geométricas das unidades de arenitos fontes, do complexo intrusivo e dos estratos encaixantes. As amostras representativas de todas estas unidades foram selecionadas para análises petrográficas e de minerais pesados. As amostras foram orientadas para permitir o exame de tramas sedimentares e estruturas em seções delgadas.

2.2. Análise Estrutural

O objetivo fundamental da análise estrutural foi descrever com precisão a configuração estrutural do complexo de injeção de areia, definir sua organização arquitetônica e caracterizar o campo de tensão relativo durante a colocação do complexo. A coleta de dados incluiu medidas da orientação de direção e mergulho do acamamento, dobras, falhas, fraturas e a orientação de intrusões de areia (e.g. diques e soleiras). A notação estrutural usada nesta tese foi baseada na regra da mão esquerda, o que significa que uma estrutura planar com uma notação de plano 320/45 é um plano com direção NW-SE (320°) mergulhando 45 ° no quadrante NE, e uma estrutura com a notação 050/22 tem um azimute de direção NE-SW (050°) mergulhando 22 ° no quadrante SE. A projeção estereográfica utilizou o programa Stereonet® para auxiliar na visualização da disposição estrutural do complexo e facilitar a orientação tridimensional dos dados estruturais (Lisle e Leyshon, 2014).

A orientação das soleiras e diques de arenito, e das fraturas associadas às intrusões foram utilizadas para a análise de paleotensão pelo método descrito por Boehm e Moore (2002). Esses autores propuseram a definição de autovalores (*eigenvalues*) e de autovetores (*eigenvectors*) para a distribuição de todas as intrusões e estimaram os principais eixos de tensão. Os três principais autovetores e autovalores são um conjunto ortogonal de eixos que melhor se aproxima da concentração máxima, intermediária e mínima de pontos no estereograma de polos para intrusões e fraturas, calculado pelo método de Bingham (Fisher et al., 1987). Uma vez determinadas as atitudes das intrusões de areia e das fraturas e da direção de dilatação das intrusões, foi possível definir a tensão compressiva mínima (σ_3), intermediária (σ_2) e máxima (σ_1) afetando o complexo de injeção.

2.3. Análise Petrográfica

Uma ampla gama de técnicas analíticas pode ser aplicada em amostras de rochas coletadas em estudos de campo de complexos de injeção de areia. A petrografia com o microscópio petrográfico revela as composições e texturas primárias dos arenitos, permite a identificação de processos de alteração diagenética, e fornece informações sobre a natureza das unidades de arenitos fontes do complexo. A petrografia pode revelar como a composição e as texturas evoluíram durante a deposição de areia das unidades fontes, as modificações durante a fluidização, remobilização e injeção da areia, e as alterações pós-injeção relacionadas a processo diagenéticos e intempéricos. O objetivo principal da petrografia de lâmina delgada foi obter uma medida quantitativa e qualitativa de grãos detríticos, produtos diagenéticos, microtexturas e porosidade. As quantidades relativas desses componentes foram determinadas usando a contagem de pontos convencional, com pelo menos 300 pontos por lâmina delgada.

2.3.1. Preparação de lâminas delgadas

As amostras de arenitos deposicionais e intrusivos e das rochas encaixantes foram selecionadas para confecção de seções delgadas. As amostras foram cortadas perpendicularmente ao acamamento em unidades deposicionais e perpendicularmente ao bandamento e margens das intrusões de arenito. As amostras foram cortadas em blocos de 33 mm por 23 mm, montadas em lâmina de vidro de 75 mm por 23 mm e desbastadas até uma espessura de 30 micras (μ). As seções foram impregnadas com corante azul para a observação da porosidade (**Fig. 2.2**). As amostras foram preparadas como seções polidas descobertas, para serem utilizadas nas análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV).

2.3.2 Análise modal da composição detrítica

O método de contagem de pontos de Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985) foi utilizado para caracterizar com precisão a composição dos arenitos deposicionais e intrusivos do complexo de injeção. Foram contados pelo menos 300 pontos em cada lâmina, incluindo constituintes primários, constituintes diagenéticos e porosidade. As composições clásticas foram recalculadas e representadas no diagrama de classificação composicional (Folk, 1968) e diagramas de proveniência tectônica

(Dickinson, 1985) (**Fig. 2.3**). Os cristais maiores que o tamanho argila (0,0625 mm) em fragmentos de rocha são contados separadamente como grãos monominerálicos como quartzo, feldspatos, etc., adequadamente identificados com relação ao tipo de litoclastos em que estão localizados. Somente fragmentos com textura fina (vulcânica afanítica, ardósia, efilito, chert, folhelhos, etc.) foram contados como fragmentos líticos. O resultado desta metodologia é enfatizar a mineralogia das rochas-fonte, independentemente da variação granulométrica.

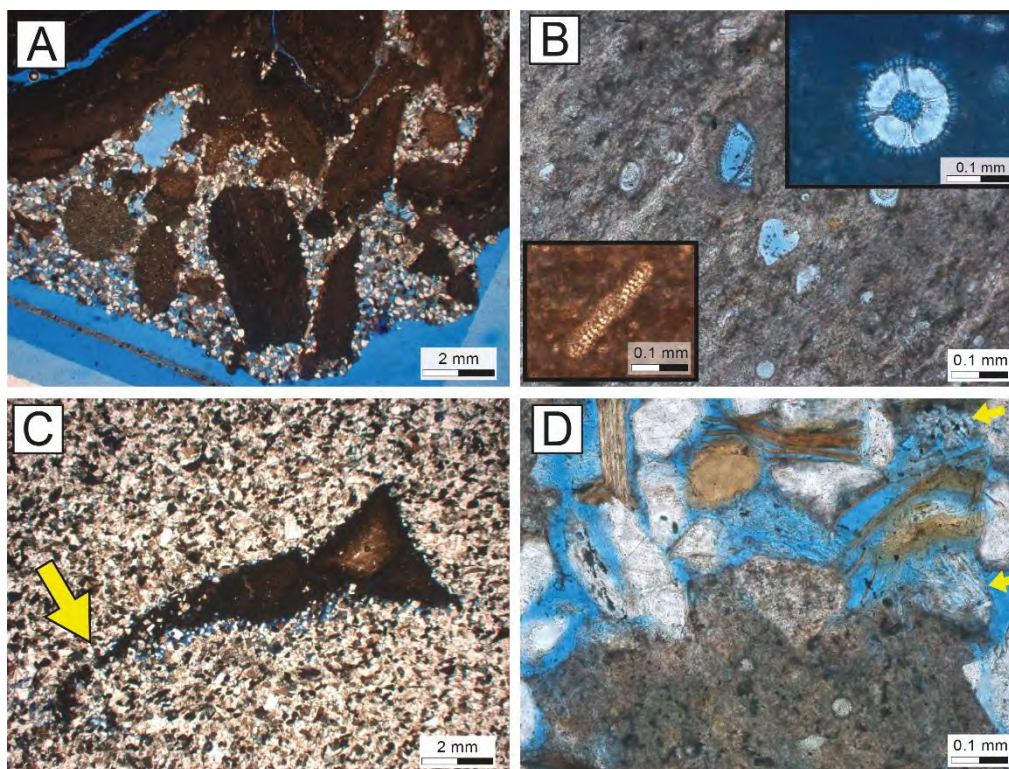


Figura 2.2 – Fotomicrografias de lâminas delgadas impregnadas com corante azul. (A) Brecha injetada com clastos de argilito em matriz de areia injetada, (B) Lamito biosilicoso rico em radiolários (canto superior direito) e diatomáceas (canto inferior esquerdo), (C) Dique de arenito com clastos de argilito sendo fragmentados pela areia injetada, (D) Contato de intrusão de arenito e clastos de argilito biosilicoso.

Para este estudo, foram recalculadas todas as composições modais como proporções volumétricas das seguintes categorias de grãos (Dickinson e Suczek, 1979; Dickinson 1985): (1) grãos de quartzo (Qt), incluindo grãos de quartzo monocristalinos (Qm) e fragmentos líticos quartzosos policristalinos (Qp); (2) grãos monocristalinos de feldspato (F), incluindo plagioclásio (P) e K-feldspato (K); grãos de biotita e muscovita (M), e (3) fragmentos líticos instáveis (L) incluindo: (a) fragmentos vulcânicos (Lv), fragmentos sedimentares (Ls) e fragmentos metamórficos. Atlas que descrevem e demonstram as características das rochas

sedimentares vistas ao microscópio petrográfico, incluindo Adams e Mackenzie (1998), Adams et al., 1984) e Ulmer-Scholle. et al., (2014) foram utilizados para identificar o arcabouço clástico, além de características diagenéticas e de porosidade.

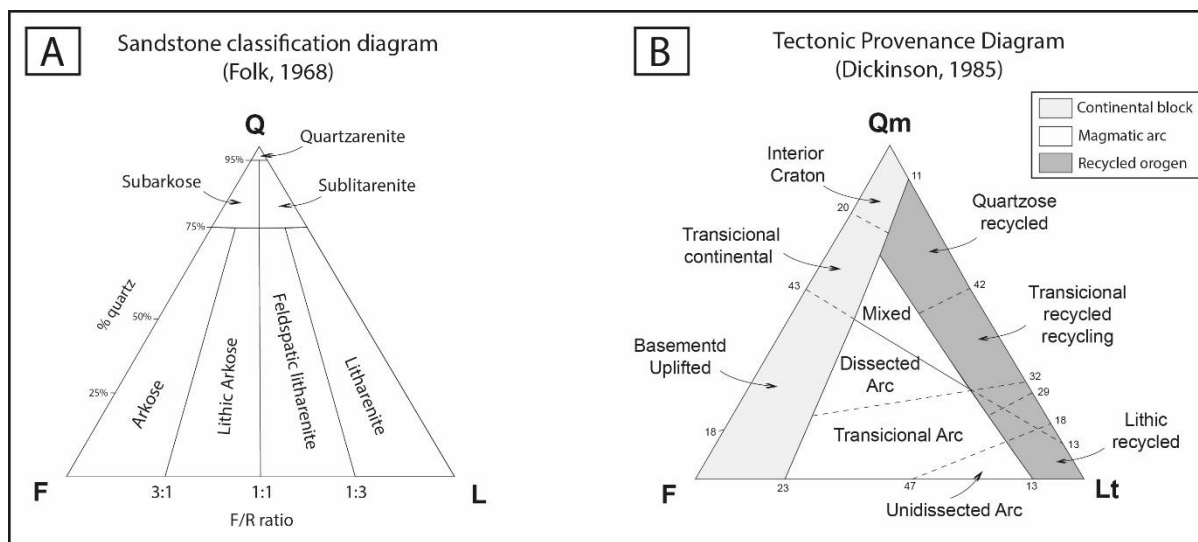


Figura 2.3 – A) Diagrama ternário de classificação siliciclástica de arenitos (Folk, 1968); B) Diagrama de proveniência tectônica de arenitos (Dickinson, 1985).

A contagem de discriminação de Gazzy-Dickinson permite uma acurada identificação e classificação das assinaturas composicionais dos principais ambientes tectônicos das áreas fonte (**Tabela 2.1**; crátons estáveis, soergimento do embasamento, arcos magmáticos e cinturões orogênicos reciclados) através de combinações de diagramas ternários que permitem caracterizar cada caso, suas variações e sua evolução (Dickinson e Suczek 1979; Dickinson 1985), sendo, portanto um método eficiente para análise da proveniência sedimentar. Uma vez definidas as assinaturas de proveniência das unidades deposicionais, é possível correlacionar com as assinaturas composicionais das intrusões de arenito e definir quais arenitos deposicionais foram as unidades fontes do complexo de injeção.

Os dados petrográficos adquiridos foram inseridos e processados pelo software Petroledge (De Ros et al., 2007), o qual padroniza a nomenclatura petrológica de cada amostra, automatiza os cálculos a partir das descrições petrográficas, e fornece classificação automática da composição e análise de proveniência, incluindo a produção de tabelas e gráficos.

Tabela 2.1: Principais tipos de proveniência e principais aspectos composicionais de arenitos, de acordo com Dickinson 1985.

Tipo de Proveniência	Ambiente Tectônico	Composição da Areia Derivada
Craton estável	Interior continental ou plataforma passiva	Areias quartzosas (rica em Qt) com altas razões Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Borda de rifte ou ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) com baixo conteúdo de Lt e razões de Qm/F e K/P similares ao embasamento
Arco magmático	Arco de Ilha ou Arco de Margem Continental	Areias feldspáticas e vulcano-clásticas (F-L) com altas razões P/K e Lv/Ls gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos (Qm-F)
Orógeno reciclado	Complexos de subducção ou cinturões de dobramento e cavalgamento	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) com baixo F e Lv e com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/Ls

2.3.3 Análise de petrofácies de reservatório

Outro objetivo importante da análise petrográfica foi a definição das características das petrofácies entre unidades deposicionais e intrusivas, a fim de definir as relações petrogenéticas e as petrofácies de reservatórios do complexo de injeção. O conceito de petrofácies de reservatório utilizado nesta tese é semelhante a De Ros e Goldberg (2007). Esse método consiste em agrupar amostras de acordo com os atributos petrográficos que afetam a qualidade dos reservatórios (e.g. textura, estrutura, tipos e volume de constituintes primários e diagenéticos, e porosidade) (Rodrigues e Goldberg, 2014).

O reconhecimento das petrofácies de reservatórios começa com uma petrografia detalhada de amostras representativas da área/unidade estudada. A análise modal quantitativa é importante, mas nem sempre essencial para o reconhecimento das petrofácies, porque em alguns casos os principais padrões podem ser reconhecidos diretamente por meio de uma descrição meramente qualitativa (De Ros e Goldberg, 2007). Esses autores sugerem que as amostras

sejam separadas em grupos de acordo com estruturas sedimentares, textura e trama (tamanho do grão, classificação, arredondamento, empacotamento e orientação). Embora os atributos primários controlem a porosidade e permeabilidade originais, a maioria das sucessões de reservatórios mostra modificações expressivas da qualidade original durante a diagênese. Portanto, atributos de composição, como tipos, volume e localização dos constituintes primários (que afetam diretamente os processos diagenéticos), tipos, volume, localização, hábitos e relações paragenéticas dos constituintes e processos diagenéticos e os consequentes tipos de poros também devem ser avaliados.

As amostras foram agrupadas em associações de petrofácies deposicionais e intrusivas, considerando os atributos deposicionais e intrusivos de estrutura/textura/trama com as principais categorias composicionais primárias e com a distribuição dos processos diagenéticos mais influentes. O agrupamento de amostras em mesmas petrofácies pressupõe que elas exibem comportamento petrofísico semelhante (De Ros e Goldberg, 2007).

O conceito de petrofácies de reservatório é uma ferramenta para o reconhecimento sistemático dos principais atributos petrográficos que controlam os comportamentos petrofísicos e geofísicos de sistemas sedimentares. Desse modo, aqui é aplicado em corpos de arenito deposicionais e intrusivos relacionados, permitindo a caracterização das petrofácies de reservatório de um complexo de injeção de areia que, em última análise, pode ser usado como análogo para avaliação preditiva de propriedades de reservatórios de injetivos em outros sistemas sedimentares.

2.3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A composição, hábitos, texturas e tramas dos constituintes siliciclásticos e diagenéticos também foram examinados por microscopia eletrônica de varredura (MEV) com o apoio da análise de espectrometria de energia dispersiva por raios-X (EDS), usando o aparelho Carl Zeiss Gemini SEM 300 de Universidade de Aberdeen.

Pedaços fraturados de amostras de rocha foram montados em pinos de alumínio de 12 mm com araldite e revestidos com um filme de ouro para a obtenção de imagens eletrônicas secundárias (topografia/morfologia da amostra). Essas amostras com cerca de um centímetro de diâmetro foram examinadas usando um ISI ABT-55 SEM com um sistema dispersivo de elétrons analítico AN10155S da Link.

Os minerais foram identificados usando morfologia de cristal e análise química qualitativa usando um detector de energia dispersiva (EDS) conectado à um computador de processamento de dados Link. A microscopia eletrônica de varredura foi particularmente útil para examinar argilo-minerais que preenchem os poros em rochas relativamente porosas e para analisar características de textura como microfraturas intragranulares nas injeções de areia.

2.4. Análise de Minerais Pesados

A análise de minerais pesados é uma técnica poderosa que tem flexibilidade em sua aplicação e foi vêm sendo aplicada em muitos campos da ciência (Remus et al., 2008). Suas aplicações permitiram avanços importantes nos estudos de proveniência, na compreensão de controles estratigráficos e tectônicos sobre sedimentação, bem como na dinâmica deposicional de bacias (cf. artigos em Morton et al., 1991). No entanto, o método ainda não foi amplamente utilizado no estudo de complexos de injeção de areia (Morton et al., 2014; Hurst et al., 2017).

O estudo de minerais pesados é considerado um dos métodos mais eficientes e precisos para determinação da proveniência de rochas sedimentares, principalmente arenitos (Hubert, 1971; Morton, 1985; Mange e Maurer, 1992; Morton e Hallsworth, 1994, 1999), incluindo a correlação de fácies, determinação de geometrias de reservatórios potenciais (Groves 1931; Hubert 1971; Morton e Hurst 1995; Mange e Morton 2007), paleo-ambientes, e prospecção de depósitos de minério (por exemplo, Fletcher e Loch, 1996), entre outros. Portanto, a aplicação do método no estudo de complexos de injeção de areia é essencial, pois pode ajudar a definir as características composicionais, texturais e de proveniência das principais unidades estratigráficas as quais podem ser comparadas com as intrusões de arenito. Essas comparações permitem a investigação e identificação das unidades de arenitos fontes que alimentam a rede de intrusão e, portanto, podem auxiliar na reconstrução da estrutura arquetônica dos complexos de injeção. Além disso, permite a avaliação de fracionamento hidrodinâmico, modificação textural e processos de abrasão durante a remobilização e injeção de areia (Hurst et al., 2017).

A composição e abundância das assembléias minerais refletem as respectivas rochas-fontes que contribuíram para sua origem, considerando a paragênese restrita de suas ocorrências (Milner 1952, Hubert 1971, Morton 1985, Mange e Maurer 1992, entre outros). Durante o ciclo sedimentar as

assembléias de minerais pesados são comumente afetadas por três processos principais: seleção física, abrasão mecânica e dissolução. Segundo Morton e Hallsworth (1999), a seleção física ocorre como resultado das condições hidrodinâmicas operantes durante os estágios de transporte e deposição, e controla a abundância absoluta e relativa de minerais pesados. A abrasão mecânica ocorre durante o transporte e faz com que os grãos diminuam de tamanho por uma combinação de fraturamento e arredondamento. A dissolução causa perda parcial ou completa de minerais pesados em várias condições geoquímicas em várias etapas do ciclo de sedimentação, desde intemperismo na fonte, exposição subaérea em ambientes deposicionais não marinhos, durante o soterramento e, finalmente, durante o intemperismo em afloramento.

Quando os sedimentos são relacionados aos complexos de injeção de areia, processos adicionais de remobilização e injeção de areia devem ser considerados como controles importantes na distribuição mineralógica, composição e texturas (**Fig. 2.5**). Durante a remobilização da areia das unidades fontes e a injeção em rochas encaixantes, misturas de fluidos e areia e em condições de sobrepressão em condições de fluxo altamente turbulentas podem promover o fraturamento mecânico dos grãos por abrasão e colisões intergranulares (Scott et al., 2009). Durante a injeção de areia, são esperadas condições hidrodinâmicas variadas e é provável que ocorra a segregação hidráulica mineral de diferentes espécies minerais (Hurst et al., 2017). Os processos diagenéticos e de intemperismo pós-injeção na areia também podem modificar a composição e texturas das assembléias de minerais pesados. Como as intrusões de arenito criam uma rede de alta permeabilidade nas rochas encaixantes, elas formam um sistema de canalização eficaz para a migração de fluidos (Jonk, 2010), facilitando processos diagenéticos e de intemperismo.

2.4.1 Preparação de amostras

A maioria dos arenitos contém pequenas quantidades de minerais acessórios do tamanho de areia. A maioria desses minerais possuem um valor de gravidade específica superior a $2,85\text{g/cm}^3$ e, portanto, são denominados minerais pesados. Devido à sua abundância geralmente baixa em arenitos e sedimentos siliciclásticos (cerca de 1%), os minerais pesados são geralmente concentrados pelo processo de separação mineral das amostras de arenito utilizando líquidos densos (Lindholm, 1987)

O primeiro estágio da preparação de minerais pesados é selecionar o tipo correto de amostra. O processo é mais comumente realizado em arenito de grão fino a médio, pois os sedimentos de grão grosso contêm poucos ou nenhum mineral pesado (Morton, 1985a), e siltitos e lamitos são muito finos para métodos ópticos de identificação mineral. O sedimento desagregado foi então peneirado em condições úmidas várias vezes, a fim de capturar a fração de tamanho de grão desejada. Uma faixa estreita de tamanho de grão foi usada para ajudar a reduzir o efeito da segregação hidráulica que pode afetar o fracionamento de areia. Este estudo utiliza tamanhos entre 125 e 63 μm (areia muito fina; Morton, 1982), pois ainda é uma faixa de tamanho grande o suficiente para cobrir todos os principais minerais diagnósticos. A outra vantagem de usar uma fração estreita do tamanho de grão é que isso simplifica a montagem e a análise das amostras.

A próxima etapa do processo envolveu a separação de minerais com densidade $>2,8 \text{ g/cm}^3$ dos minerais mais leves (principalmente quartzo e feldspato com densidades em torno de $2,65 \text{ g/cm}^3$). Existem vários líquidos que podem ser usados para esse processo, como bromofórmio (densidade: $2,89 \text{ g/cm}^3$) ou tetrabromoetano (densidade: $2,97 \text{ g/cm}^3$). A preparação das amostras neste estudo foi realizada usando bromofórmio (**Fig. 2.4**). O líquido denso permite que a fração "leve" flutue enquanto os minerais "pesados" desejados afundam no fundo de um cilindro de recuperação. A fração pesada é então coletada em um funil de papel e seca em uma placa quente. Alguns dos grãos secos são então montados em uma seção delgada usando o bálsamo do Canadá como resina de montagem. A lâmina é colocada em uma placa quente ($\sim 60 \text{ }^\circ\text{C}$) por cinco horas para ajustar o bálsamo e, em seguida, está pronta para análise em microscópio óptico.

2.4.2 Análise convencional de minerais pesados

Nesta tese, a análise convencional de minerais pesados consistiu em determinar a composição de todo o conjunto de minerais pesados presentes nos arenitos deposicionais e intrusivos (Morton e Hallsworth 1994) através de: (a) separação de minerais pesados por líquidos densos; (b) montagem de lâminas; (c) análise microscópica com identificação de espécies minerais; (d) quantificação modal de grãos translúcidos das assembléias minerais. Os dados com as proporções dos diferentes minerais pesados são mostrados em tabelas, histogramas e gráficos de abundância relativa (cf. Capítulo 6).

Foram contados pelo menos 200 grãos por amostra de todas as espécies de minerais pesados presentes. Contagens de proporção pares de minerais selecionados que exibem comportamento hidrodinâmico semelhante forneceu dados de minerais com estabilidade semelhante, removendo qualquer incerteza que possa ocorrer quando se comparam minerais de propriedades hidrodinâmicas muito diferentes (Morton e Hallsworth, 1994).

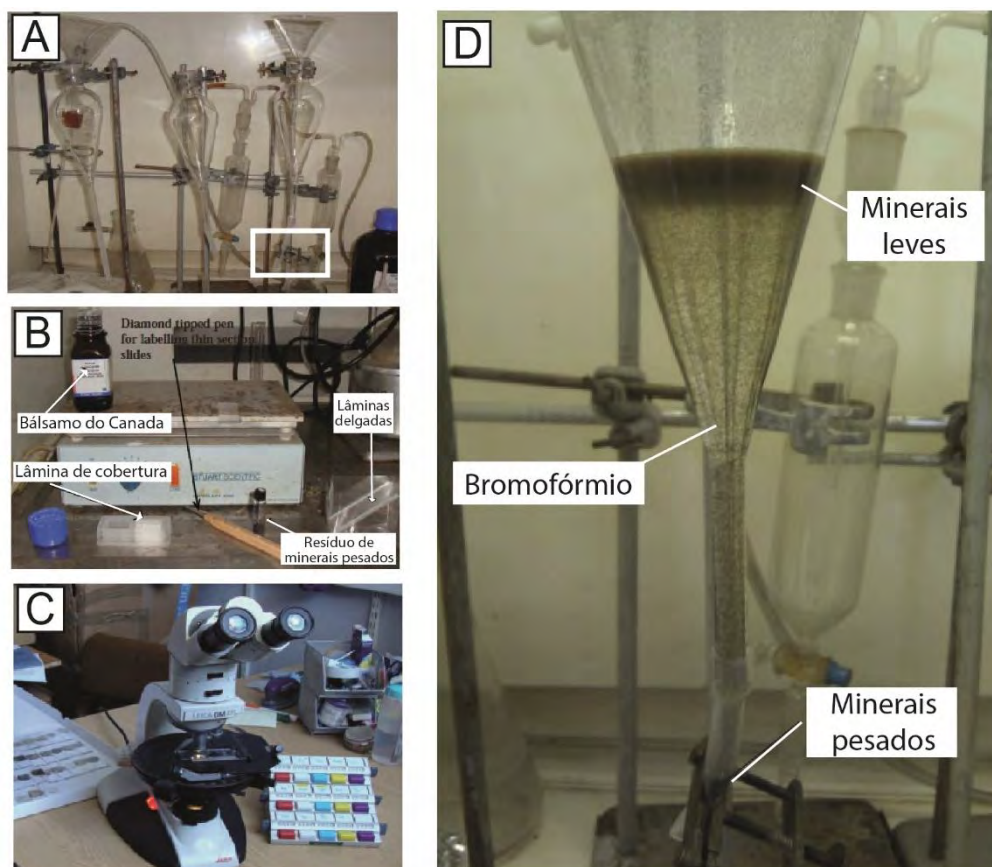


Figura 2.4 – Separação mineral e análise de minerais pesados. (A) Funil e béqueres para separar as frações de minerais pesados e leves. O funil é fechado na parte inferior do tubo para recolher os minerais pesados à medida que afundam (caixa amarela). (B) Uma chapa quente é usada para aquecer o bálsamo do Canadá para reduzir a viscosidade e, assim, a lamínula pode ser comprimida para distribuir os grãos em uma camada. (C) Microscópio de luz polarizada para analisar lâminas de minerais pesados. (D) Detalhe do béquer contendo bromofórmio e amostra de areia peneirada de tamanho de 63-125 μm . Os minerais leves estão flutuando no topo, enquanto os minerais pesados estão afundando e concentrando no fundo do funil, onde mais tarde são coletados, antes de serem limpos com ácido clorídrico e drenados em funil de papel de filtro. (Modificado de Robinson 2013).

Para evitar os fatores que interferem na proveniência (hidrodinâmica e diagênese), Morton e Hallsworth (1994) propuseram o uso de pares de minerais pesados com similares propriedades de densidade e resistência a processos diagéticos (e.g. índice de zircão/turmalina). Esses autores propõem vários índices

mineralógicos para determinar a procedência de arenitos e suas modificações durante o ciclo sedimentar. Os índices (pares de minerais) usados com frequência são: ATi ($100 \times \text{Apatite} / \text{Turmalina} + \text{Apatita}$); GZi ($100 \times \text{Granada} / \text{Granada} + \text{Zircão}$); MZi ($100 \times \text{Monazita} / \text{Monazita} + \text{Zircão}$); CZi ($100 \times \text{Cr-espínélio} / \text{Cr espínélio} + \text{Zircão}$); RZi ($100 \times \text{Rutilo} / \text{Rutilo} + \text{Zircão}$). Outros pares usados como AZi ($100 \times \text{Apatita} / \text{Apatita} + \text{Zircão}$) ou ZTi ($100 \times \text{Zircão} / \text{Zircão} + \text{Turmalina}$), onde os dois minerais têm densidades diferentes, podem mostrar variações nos valores devido ao fracionamento hidráulico, utilizado aqui para avaliar as variações entre arenitos deposicionais e intrusivos. Assim, variações nesses índices entre as unidades deposicionais podem estar relacionadas a mudanças de origem e/ou modificações nas condições hidrodinâmicas de deposição (Remus et al., 2008), e entre injetitos pode ser atribuído a processos intrusivos de fluidização e injeção de areia. A **Tabela 2.2** mostra as razões minerais estáveis sugeridas por Morton e Hallsworth (1994) que seriam menos afetadas por todos os processos de alteração de minerais discutidos anteriormente.

Outro índice frequentemente utilizado é o ZTR ($100 \times \text{zircão} + \text{turmalina} + \text{rutilo} / \text{grãos translúcidos totais}$), o qual está diretamente relacionado ao grau de maturidade sedimentar (Hubert, 1962). Como regra, arenitos altos valores ZTR envolvem depósitos reciclados (sedimentos siliciclásticos ou metassedimentos de grau muito baixo), enquanto que baixo ZTR são sedimentos relacionados ao primeiro ciclo sedimentar (Remus et al., 2008). No caso de injetitos de areia, o índice ZTR pode ser usado para examinar o grau de intemperismo de arenitos deposicionais e intrusivos, pois as intrusões de arenito criam uma rede permeável onde predominam a migração de fluidos e os processos diagenéticos (Hurst et al., 2017). Como esses minerais são considerados ultra-estáveis, esse índice também pode ajudar a avaliar a condições de resistência mecânica relacionados aos processos de abrasão durante a injeção de areia.

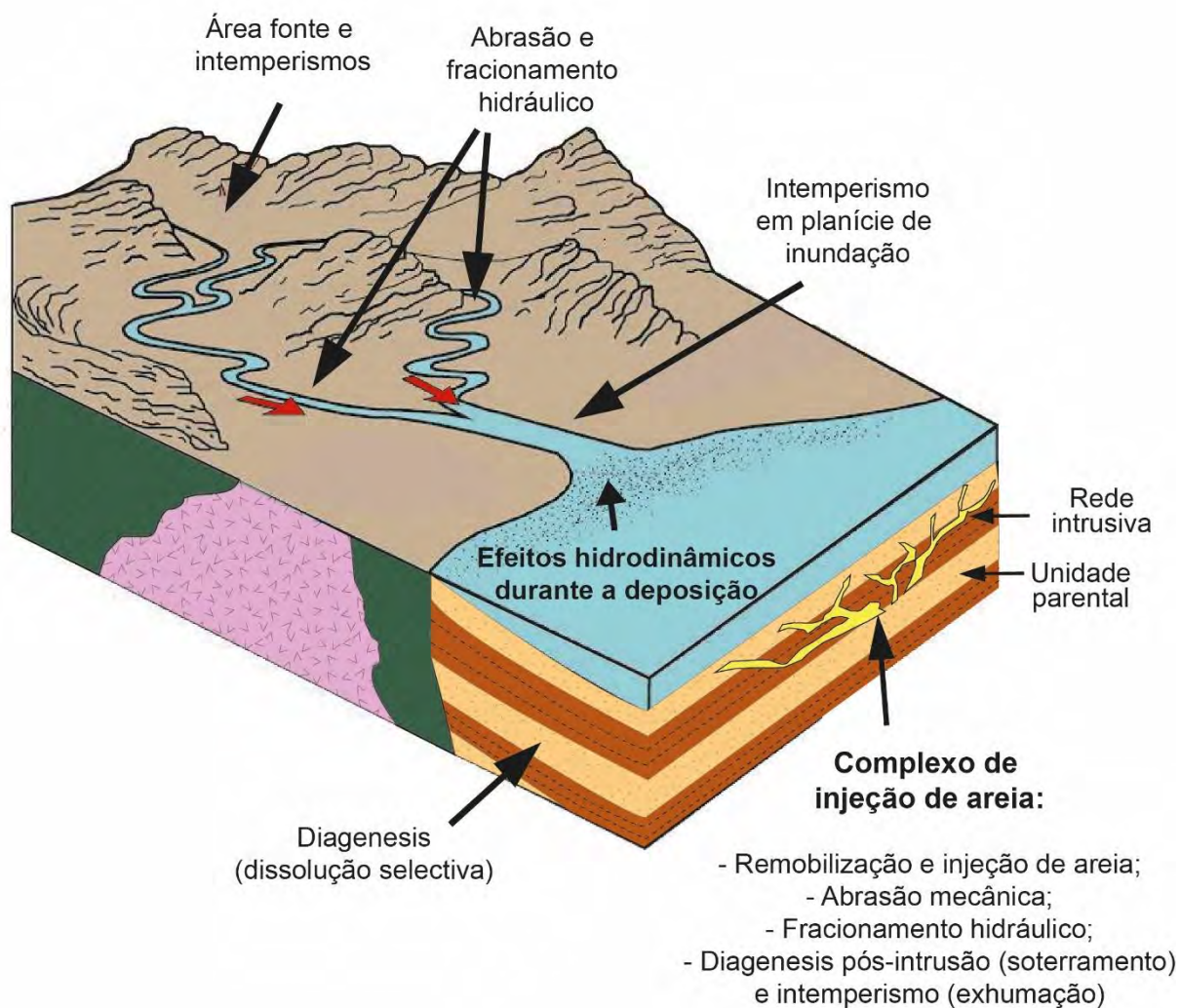


Figura 2.5 – Localização esquemática dos locais onde os principais processos que controlam a composição das rochas sedimentares ocorrem, incluindo os processos que atuam em complexos de injeção de areia os quais podem alterar a composição e textura da composição detrítica primária (modificado de Morton e Hallsworth, 1994).

Tabela 2.2.: Proveniência e razões de minerais específicos estáveis (Morton and Hallsworth, 1994).

Índice	Par Mineral	Índice de Determinação
ATi	Apatita, Turmalina	100x apatita/(apatita total + turmalina)
GZi	Granada, Zircão	100x granada/(granada total + zircão)
RZi	Rutilo, Zircão	100x TiO ₂ group/(rutilo total + zircão)
CZi	Cromo-espinélio, Zircão	100x cromo-espinélio/(cromo-espinélio total + zircão)
MZi	Monazita, Zircão	100x granada/(Granada total + zircão)

2.4.3 Análise da Variedade de Minerais Pesados

A análise varietal de minerais pesados se concentra em espécies minerais específicas, que geralmente são dos grupos minerais mais estáveis. Três variedades de estudo podem ser usadas nesse processo: petrográficas, geoquímicas e isotópicas (Allen e Mange-Rajetzky, 1992; Krynine, 1946; Mange-Rajetzky, 1995). Para os fins deste estudo, apenas a análise petrográfica foi aplicada.

A análise varietal de minerais pesados é mais completa porque qualifica as diferentes variedades de espécies individuais de minerais pesados. Essa análise baseia-se no conhecimento de que a maioria dos minerais formadores de rochas e acessórios são formados em uma diversidade de tamanhos e hábitos e são representados por várias variedades químicas, estruturais, de cores e propriedades ópticas, controladas principalmente pelas condições petrogenéticas durante sua formação. (Mange e Wright, 2007). As variáveis mais utilizadas na análise mineral de alta resolução consistem em: morfologia, cor e estrutura interna dos grãos. Os cristais de zircão euédricos com terminações agudas, por exemplo, são indicadores de uma origem vulcanogênica contemporânea. Por outro lado, os mesmos minerais bem arredondados indicam a origem dos terrenos reciclados, provavelmente retrabalhados por ondas ou em sistemas eólicos (**Fig. 2.6**). No caso de injetitos de areia, as feições de abrasão comumente desenvolvidas durante o retrabalhamento sedimentar podem ser parcialmente atribuídas aos processos abrasivos durante a intrusão de areia. A modificação das superfícies de grãos, como fraturamento, também pode ser avaliada para investigar a interação intergranular durante os processos de injeção.

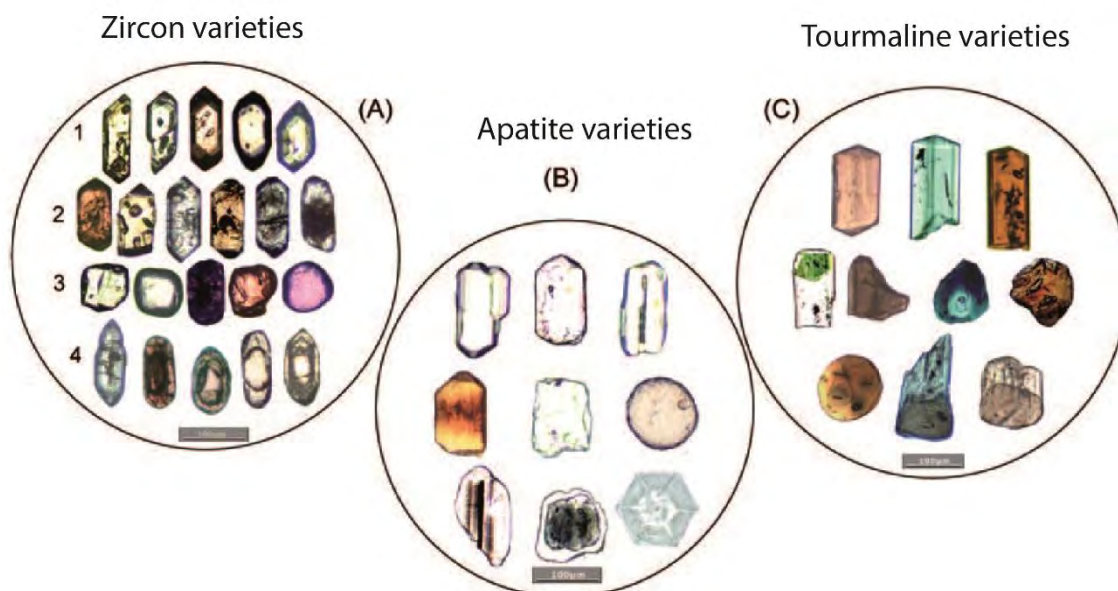


Figura 2.6 – Características de variedades de minerais pesados (Modificado de Mange e Wright, 2007). (A) Exemplos mostrando a diversidade de variedades de zircão. Linha 1: cristais vulcanogênicos (três grãos à esquerda) euédricos e dois cristais euédricos de baixa temperatura. Linha 2: cristais em forma de lápis e euédricos com abundantes inclusões de microlitos e cristais de zircão zonados de granitóides; grão à direita mostra um núcleo isotrópico. Linha 3: cristais de zircão arredondados, incolores reciclados. Linha 4: grãos mostrando uma variedade de supercrescimentos. (B) Variedades de apatita. Linha superior: cristal vulcanogênico euédrico, grãos prismáticos com bordas arredondadas e prisma arredondado com microlitos e inclusões opacas. Linha do meio: prisma pleocróico vulcanogênico, marrom-avermelhado, grãos angulares e esféricos. Linha inferior: prisma arredondado com inclusões opaca paralelas, supercrescimento arredondado em um grão pré-existente arredondado, escuro, cristal hexagonal que se desenvolve sobre um grão detrítico esférico. (C) Variedades de turmalina. Fila superior: cristais euédricos. Linha média: prisma incolor arredondado, preservando um núcleo preexistente, grão angular irregular, forma basal nítida e grão arredondado com inclusão de zircão. Linha inferior: grão esférico, crescimento excessivo em turmalina detrítica arredondada e grão mostrando sobrecrescimento arredondado em um núcleo arredondado.

Capítulo 3 – Injetitos de Areia

O capítulo de revisão conceitual tem como objetivo principal apresentar os conhecimentos e conceitos na compreensão dos sistemas de injeção de areia, bem como alguns tópicos relevantes que servem de base para esta pesquisa. Aqui não é dada atenção aos diques Neptunianos, rachaduras ou fraturas preenchidas por sedimentos devido à ação da gravidade. Portanto, a pesquisa se concentra apenas em intrusões forçadas em estratos encaixantes. Este capítulo evita fazer uma detalhada revisão de injetitos porque a literatura relevante à injetitos de areia é muito extensa e diversificada, indo além dos limites típicos de publicações de ciências da Terra.

3.1. Introdução

Injetitos de areia são o resultado da fluidização e remobilização de areias de depósito arenosos soterrados e sua intrusão em hidrofraturas de unidades encaixantes (Hurst et al., 2003). Eles consistem em vários componentes relacionados geneticamente, incluindo soleiras, diques de alto a baixo ângulo, unidades fontes (arenitos deposicionais com diferentes níveis de deformação), arenitos extrusivos (*extrudites*) e rochas encaixantes. As intrusões de arenito ocorrem como corpos tabulares concordantes ou discordantes, tubos (*pipes*) e outros corpos irregulares que podem se ramificar, separar e interconectar truncando o acamadamento primário de deposição, formando uma complexa rede intrusiva com geometria variada (Hurst et al., 2011).

Intrusões clásticas têm sido relatadas na literatura geológica por quase dois séculos (Murchinson, 1827; Diller, 1890; Newsom, 1903; Jenkins, 1930; Archer, 1984; Boehm e Moore, 2002; Hurst & Vigorito, 2008; Palladino et al., 2016) com a primeira descrição de um dique de arenito feita por Murchison (1827). Inicialmente intrusões de arenito foram tratadas como fenômenos localizados com pouco significado no registro geológico, tornando-se um assunto irregular e relativamente escasso de publicações (por exemplo, Diller, 1890; Newsome, 1903; Jenkins, 1930; Smyers e Peterson, 1971). No entanto, este cenário mudou quando intrusões clásticas de larga escala (centenas de metros de altura e quilômetros de largura) foram reconhecidas em reservatórios de hidrocarbonetos (Dixon et al., 1995). Esta

mudança ocorreu particularmente a partir da interpretação dos dados de reflexão sísmica usados para a exploração de hidrocarbonetos, especialmente no Mar do Norte, onde muitos injetitos foram reconhecidos associados a diversos campos de petróleo (Dixon et al., 1995; MacLeod et al., 1999; Lonergan et al., 2000; Huuse et al., 2003; Hurst e Cartwright, 2007; Hurst et al., 2016). Essas descobertas aumentaram a relevância das injeções em termos de importância na evolução das bacias sedimentares e influências na indústria do petróleo

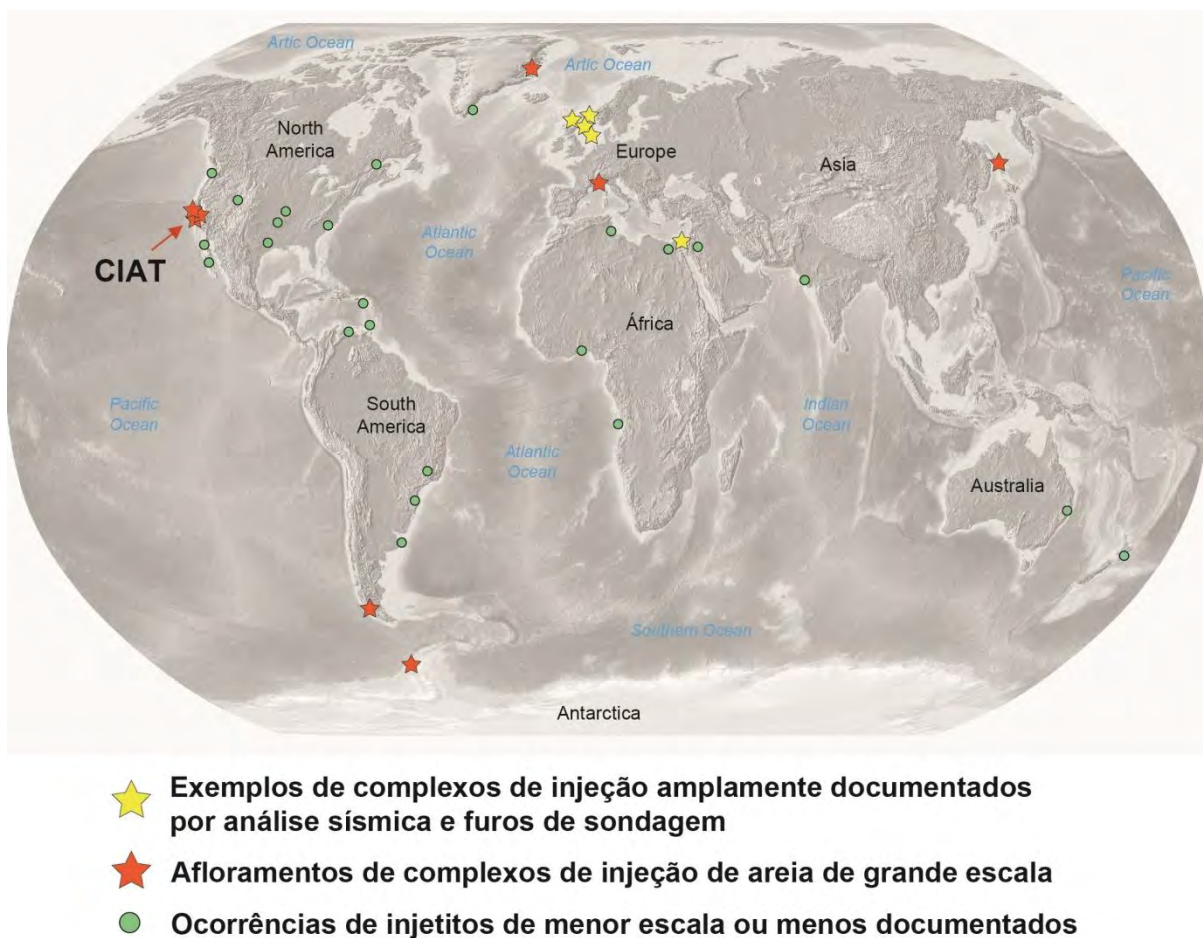


Figura 3.1 – Distribuição geográfica de injetitos de areia documentados nesta tese e de algumas outras ocorrências descritas na literatura, apresentando a localização das principais intrusões de arenito de grande porte em afloramento e em subsuperfície, e localização do Complexo de Injeção de Areia Tumey (*Tumey Giant Injection Complex – TGIC*) na borda oeste dos EUA. A concentração de exemplos no noroeste da Europa é uma função do conhecimento das injeções de areia paleo comunidade geológica e disponibilização de excelentes dados de subsuperfície. Nem todos os exemplos britânicos de *offshore* e *onshore* são mostrados (Modificado de Hurst & Cartwright, 2007).

Intrusões de arenito são relatadas em diversos locais do planeta (**Fig. 3.1**), ocorrendo quase em todos os ambientes tectônicos, tais como em ambientes de regime extensional (Montenant et al., 1991; Beacom et al., 1999; Palladino et al.,

2018). Diller, 1890; Newsom, 1903; Jenkins, 1930; Smyers e Peterson, 1971; Thompson et al., 1999), transformante (Boehm e Moore, 2002), e contracional (Wislow, 1983; Palladino et al., 2016). Intrusões de areia podem ocorrer em muitos ambientes deposicionais, incluindo sucessões fluviais, glaciais, deltaicas, eólicas e vulcano-sedimentares (Plint, 1985; Hardie, 1999; Jolly e Lonergan, 2002; Hurst et al., 2011; Hartmann et al., 2012). No entanto, injetitos são registrados principalmente em ambientes marinhos de águas profundas (Jolly e Lonergan, 2002) (**Fig. 2.2**). A frequência de injetitos em águas profundas pode estar relacionada à grande extensão areal deste ambiente e seu alto potencial de preservação em relação a outros ambientes. Portanto, esse ambiente tende a registrar injetitos de areia em maior abundância do que qualquer outro ambiente deposicional, mas não necessariamente pode ser considerado o mais propenso a desenvolver injetitos (Jonk, 2003).

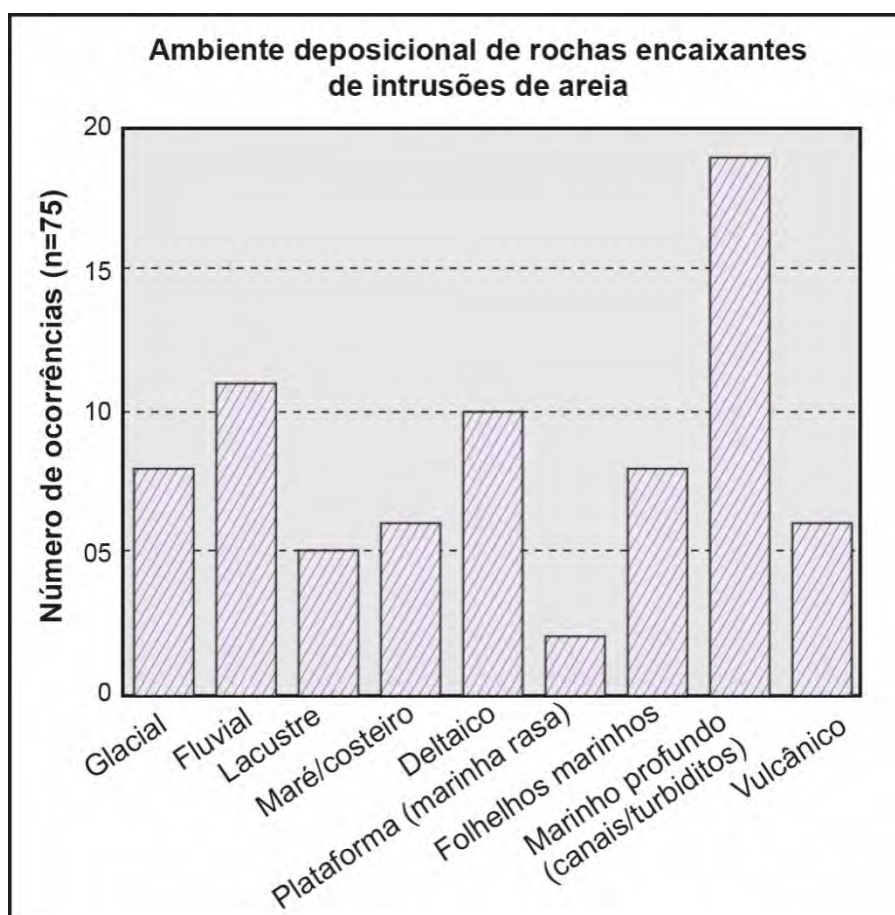


Figura 3.2 – Diagrama mostrando os ambientes sedimentares onde são registradas intrusões clásticas e frequência que ocorrem baseados em publicações (Modificado de Jolly & Lonergan, 2002).

Comumente, os ambientes deposicionais de água profunda possuem as condições geológicas ideais e os elementos necessários para a ocorrência de injeções de areia. Em água profunda canais arenosos turbidíticos são selados por estratos de baixa permeabilidade (principalmente lamitos e folhelhos). Estes permitem o aprisionamento de fluidos nos canais durante o soterramento e a compactação pela baixa porosidade e permeabilidade dos estratos lamosos circundantes (Jolly e Lonergan, 2002). Essa relação permite que a pressão dos fluidos nos poros aumente nos canais e promova uma condição de sobre-pressão (*fluid overpressure*). Uma vez que a pressão dos fluidos dos poros supera a pressão litostática das rochas encaixantes, mecanismos de hidrofraturamento juntamente com a fluidização, remobilização e injeção de areia são iniciados (Hurst et al., 2003; Cartwright et al., 2007). Esses mecanismos serão discutidos com mais detalhes na seção 2.3 deste capítulo.

Complexos de Injeção de areia de larga escala têm sido reconhecidos em afloramentos (e.g. Bohem & Moore, 2002; Hubbard et al., 2007; Parize et al., 2007a; Surlyk et al., 2007; Thompson et al., 2007; Vigorito et al., 2008; Scott et al., 2009; Hurst et al., 2016; Palladino et al., 2016, 2018; Zvirtes et al., 2019) e em subsuperfície, como nas bacias do Mar do Norte, onde foram reconhecidos reservatórios de hidrocarbonetos prolíficos associados a injetitos (Dixon et al., 1995; MacLeod et al., 1999; Lonergan, 2000; Hurst e Cartwright, 2007; Huuse et al., 2003, 2007) (Fig. 2.1). Os exemplos de afloramentos são análogos essenciais para análise de subsuperfície, entretanto, há poucos afloramentos de injeções de areia de grande escala com extensão regional e contendo volumes e formas de arenitos que podem ser prontamente comparados com dados de subsuperfície. O maior e um dos mais importantes exemplos é o Complexo Gigante de Injeção Panoche (*Panoche Giant Injectite Complex*) na Califórnia, descrito em parte por Smyers e Peterson (1971) e mais detalhadamente por Vigorito et al. (2008), Vigorito e Hurst (2010), Scott et al., (2013). Este complexo tem ca. 1200 m de espessura, e se estende lateralmente por dezenas de quilômetros e tem sido usado como análogo importante para apoiar explorações em sub-superfície (Scott et al., 2013; Hurst e Vigorito, 2017; Grippa et al., 2019). Outros exemplos, menos expostos, mas também importantes e relevantes que podem ser comparados e visualizados com dados de reflexão sísmica, ocorrem na Formação Hareelv na Groenlândia (Surlyk e Noe-Nygaard, 2001; Surlyk et al., 2007) e, em menor escala, no Mioceno próximo a cidade de Santa Cruz, na Califórnia Central (Thompson et al., 1999, 2007; Scott et al., 2009). Em todos estes

casos, as intrusões de arenitos são interpretadas como sendo produzidas por sobrepressão de fluidos em corpos de areias pouco litificadas, levando à fraturação hidráulica dos estratos selantes e extensa fluidização, remobilização e injeção de areia, associados ou não a tectônica regional. Estes processos produzem uma complexa associação de arenitos deposicionais modificados (unidades fontes) que alimentam a rede de arenitos intrusivos adjacentes intrudindo estratos de baixa permeabilidade (unidade hospedeira). Além disso, a colocação de intrusões de areia promove importantes efeitos de curto e longo prazo sobre a migração de fluidos dentro das bacias, pois as próprias intrusões de arenito podem servir de condutos de alta permeabilidade através entre rochas encaixantes de baixa permeabilidade (Shoulders, 2005; Jonk, 2010).

Apesar do crescente interesse em injetitos de areia, várias incertezas permanecem sobre a origem, geometria, composição, textura, procedência, mecanismos de ativação e momento de injeção. Nos capítulos seguintes, o Complexo de Injeção de Areia Tumey (CIAT) é documentado como outro importante exemplo de afloramento de complexo de injeção de areia em grande escala onde intrusões de arenito de escala sísmica e sub-sísmica ocorrem, portanto, consideradas um análogo valioso para análise de subsuperfície.

3.2. Características Físicas dos Injetitos de Areia

Rochas sedimentares formam-se a baixas temperaturas e pressões na superfície da Terra devido à deposição de sedimentos por diferentes agentes geológicos como água, vento, e gelo geralmente com relativa orientação sub-horizontal (Boggs, 2009). Diferentemente, injetitos de areia (*sensu* Hurst et al., 2003) são o resultado de condições de alta pressão de fluidos sobre depósitos sedimentares em profundidades relativamente rasas em subsuperfície (<1500 m) (Jolly e Lonergan, 2002; Huuse et al., 2007; Hurst et al., 2017). As condições de sobrepressão levam ao hidrofraturamento das unidades selantes seguidas de fluidização, remobilização e injeção de areia, criando assim uma rede intrusiva de corpos de arenito discordantes (diques) ou concordantes (soleiras) nos estratos hospedeiros (Huuse et al., 2003; Hurst et al., 2005; Hurst et al., 2011). Essas diferenças fundamentais na origem das rochas criadas por processos deposicionais e de remobilização e injeção geram uma série de configurações estruturais com características petrológicas distintas as quais podem ajudar a distinguir e associar um tipo de outro.

Apesar das diferenças na origem e nas condições geológicas, muitas características e estruturas deposicionais e intrusivas são similares (Hurst et al., 2011). As rochas sedimentares são caracterizadas particularmente pela presença de camadas que também estão presentes em muitas injeções, especialmente soleiras que são corpos paralelos ao acamadamento. As soleiras de arenito comumente contêm “laminas” e bandamentos que ocorrem paralelamente às paredes da intrusão associadas ao fluxo de fluidos e podem ser equivocadamente interpretadas como estruturas sedimentares deposicionais. Para identificar essas diferenças, é necessária uma observação cuidadosa e integrada onde diferentes elementos devem ser analisados em conjunto, como por exemplo, geometria, estruturas externas e internas, composição, texturas, interconexão com outros corpos, etc. Portanto, os fundamentos de sedimentologia, geologia estrutural e petrologia são essenciais para definir injetitos e fazer uma correlação entre petrofácies deposicionais e intrusivas.

As geometrias de intrusões de arenito, como diques e soleiras, são análogas às geometrias de diques e soleiras ígneas observadas na crosta superior (Johnson e Pollard, 1973; Pollard e Johnson, 1973; Delaney et al., 1986; Delaney e Pollard, 1981; Hansen et al., 2004; Szarawarska, 2010). Portanto, a nomenclatura para intrusões clásticas segue a mesma nomenclatura de intrusões ígneas. Um dique é definido como um corpo tabular de material intrusivo que corta o acamadamento estratificado ou estrutural da rocha encaixante. Soleiras (*sills*) são definidas como corpos tabulares cujos limites são geralmente concordantes com a estrutura planar da rocha encaixante. Ambos, diques e soleiras, tendem a ter margens acentuadas, que podem ser escalonadas e mudar abruptamente de direção, espessura ou largura. Diques e soleiras podem apresentar diversas estruturas internas como bandas de deformação (Jonk et al. 2003a) ou lâminas de fluxo (Thompson et al. 1999; Scott et al., 2009), ou não apresentar estruturas internas (e.g. arenitos maciços).

A composição das intrusões de arenito está estritamente relacionada à composição dos corpos de areias fontes. Assim, deve-se esperar que a composição das intrusões seja tão variada quanto os corpos de unidades fontes aos quais elas estão relacionadas. Variações composicionais e texturais de intrusões de arenito foram observadas através de variação de composição com a distância do corpo de areia fonte (Taylor, 1982). Esse autor define que o tamanho dos grãos tende a diminuir em relação às fontes originais e que há um aumento significativo do

conteúdo de micas nas nos arenitos intrusivos (Taylor, 1982). Areias de granulação fina a média são os materiais mais comumente fluidizados e injetados (ver seção 2.2). No entanto, materiais clásticos com tamanhos de grãos variando de lama (por exemplo, Huuse et al., 2010), até seixos também podem ser remobilizados e introduzidos nas rochas encaixantes circundantes (e.g. Cecile e Campbell, 1977; Hubbard et al., 2007; Scott et al., 2009; Zvirtes et al., 2019). Observações de diminuição do tamanho de grão e aumento do conteúdo de mica em direção a terminações de intrusão implicam que tais grãos podem ser transportados preferencialmente em relação aos grãos maiores ou mais arredondados durante o evento de injeção (Shoulders, 2005).

Muitas intrusões de arenito contêm fragmentos de rochas encaixantes (por exemplo, Diller, 1890; Cecile e Campbell, 1977; Taylor, 1982; Dixon et al., 1995; Surlyk e Noe-Nygaard, 2001; Hurst et al., 2017) aumentando o tamanho de grão e modificando a composição das areias intrusivas. Esse processo pode formar uma grande variedade de petrofácies intrusivas, incluindo fácies de brechas de injeção (cf. Duranti e Hurst, 2004; Zvirtes et al., 2017), que serão discutidas no Capítulo 4 e 5. Esses fragmentos de rocha encaixante são arrancados das paredes da intrusão através de erosão e abrasão durante a colocação da areia, ou resultam do fraturamento das rochas encaixantes durante o intenso fraturamento hidráulico. A composição dos fragmentos de rochas pode ser usada para determinar a unidade encaixante das intrusões e, em alguns casos, sua distribuição espacial e posição também podem ser usadas para determinar a direção e sentido do fluxo de areia-líquido durante a injeção de areia (Cobain et al., 2015). Diversos mecanismos são considerados durante a injeção de areia. Fragmentos de rocha encaixante podem ser arrancadas das margens dos diques e introduzidos no fluxo de injeção de areia, podendo formar “jangadas” de clastos e se desintegrar progressivamente durante fluxo turbulento, introduzindo assim partículas mais finas (Diggs, 2007). Este autor não discute os processos precisos responsáveis pela desintegração das jangadas, no entanto Hurst et al. (2011) sugerem que pode ser uma combinação de microfratura e erosão pelo fluxo abrasivo de areia fluidizada (Scott et al., 2009). Outros estudos sugerem que os clastos são derivados por um processo de rasgamento (Hubbard et al., 2007) de estratos ao longo das margens dos diques (Ravier et al., 2015). Em geral, considera-se que os clastos de estratos encaixantes em diques são derivados localmente, particularmente quando associados a texturas

do tipo quebra-cabeças (*jig-saw structures*) (Duranti e Hurst, 2004; Hartmann et al., 2012).

O exame petrológico detalhado de intrusões e unidades fontes, incluindo as proporções de diferentes constituintes primários, tamanhos de grãos, características diagenéticas e conjuntos de minerais pesados, por exemplo, permite a caracterização de petrofácies de injeções (Parize et al, 1999; Scott et al., 2013; Morton et al., 2014; Ravier et al., 2015). Essas análises petrológicas são importantes para caracterizar e correlacionar as relações petrogenéticas entre arenitos deposicionais fonte e arenitos intrusivos. A caracterização composicional de injetitos também pode ser utilizada na investigação de proveniência e de fases de remobilização e injeção de areia (Taylor, 1982; Beacom et al., 1999). Além disso, permite a análise dos complexos de injeção em termos de petrofácies de reservatórios através da definição das modificações primárias e diagenéticas das intrusões de arenito que serão discutidas no capítulo 5.

3.2.1 Elementos arquiteturais

Injetitos de areia têm vários componentes geneticamente relacionados, formados por arenitos deposicionais remobilizados e intrusões de arenito que exibem uma gama de geometrias que formam os complexos de injeção de areia (**Fig. 3.3**). Esses componentes são amplamente subdivididos em:

(1) **Unidades fontes** (*parent units*): arenitos deposicionais com variados níveis de deformação, podendo conter estruturas primárias preservadas parcialmente ou totalmente modificadas por processos de fluidização e remobilização de areia (Vigorito et al., 2008; Vigorito e Hurst, 2010) e servem de fonte de areia para a rede de intrusões adjacentes;

(2) **Rede de Intrusões** (*intrusive network*): rede interligada de soleiras, diques de alto a baixo ângulo, brechas de injeção e outros corpos intrusivos com geometrias irregulares (Thompson et al., 2007; Kane, 2010; Surlyk et al., 2007; Hurst et al., 2007). al., 2011) alimentados por unidades fontes ricas em areia;

(3) **Extruditos** (*extrudites*): termo definido por Hurst et al., (2006) para os arenitos extrusivos formados pela extrusão de areia na superfície alimentados pela rede intrusiva subjacente;

(4) **Unidades encaixantes** (*host units*): rochas hidrofraturadas geralmente formadas por rochas sedimentares de grão fino como o lamito e folhelho (Jolly e Lonergan, 2002) as quais hospedam a rede intrusiva de intrusões de areia.

Esses elementos são geneticamente relacionados e podem se estender lateralmente por quilômetros intrudindo verticalmente por centenas de metros (<1200m) (Hurst et al., 2011; Scott et al., 2015).

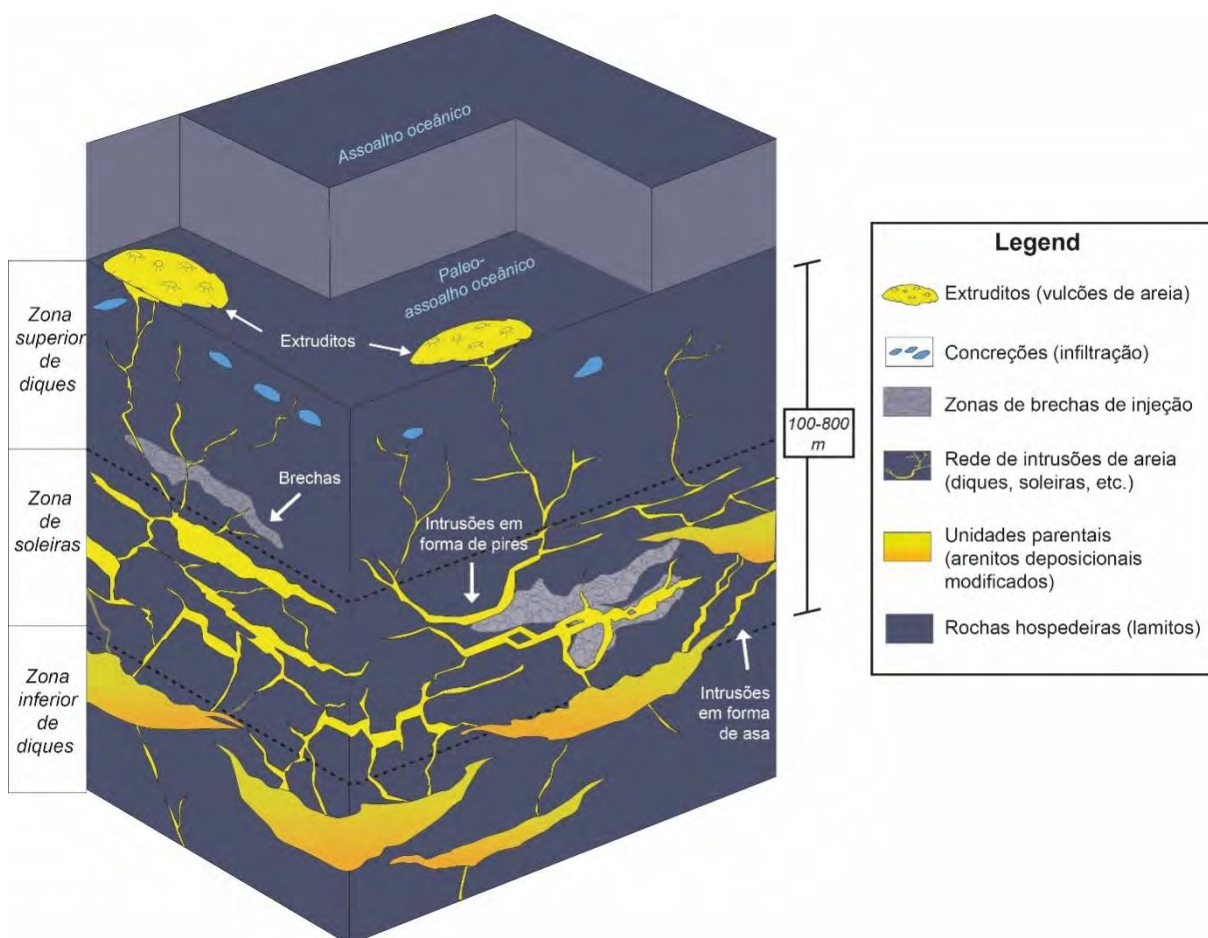


Figura 3.3 – Bloco diagrama esquemático da arquitetura dos complexos de injeção de areia em ambiente marinho profundo baseado em observações de afloramentos e de subsuperfície (modificado de Hurst et al., 2011).

3.2.1.1 Diques de arenito

Diques de arenito são fraturas preenchidas por areia os quais cortam de forma discordante as camadas de rochas encaixantes e contêm uma variedade de estruturas sedimentares internas (Hurst et al., 2011). Eles criam sua própria rede de fratura, ou utilizam estruturas pré-existentes ou um plano de falha para serem colocados. Da mesma forma que os sistemas magmáticos de intrusão, os diques representam os principais componentes dos sistemas de complexos de injeção nas bacias sedimentares. Muitos diques de arenito ficam aprisionados em profundidade durante sua subida, seja devido a processos de paralização de propagação da injeção de areia pela diminuição da sobrepressão de fluidos, ou quando a injeção de

areia encontra uma barreira mecânica como uma camada de rocha rígida. No entanto, os diques podem ascender e alcançar a superfície formando arenitos extrusivos (extruditos) criando vulcões de areia em superfície (**Fig. 3.3**), como os descritos por Vigorito et al., (2008) no Complexo de Injeção Gigante Panoche (Panoche Giant Injection Complex).

Tipicamente, diques de arenito cortam o acamadamento de estratos encaixantes em ângulos elevados, arbitrariamente definidos por ângulos $>20^\circ$, mas diques de baixo ângulo ($<20^\circ$) são comuns e freqüentemente espessos (>10 m de abertura) (**Figs. 3.4**). Eles formam geometrias variadas descritas por muitos autores (Taylor, 1982; Surlyk e Noe-Nygaard, 2001; Surlyk et al., 2007; Hurst et al., 2011) com formas que vão desde retas e planas a formas irregulares, arredondadas e curvas (**Figs. 3.4 e 3.5**). Diques com margens planares são sugestivos de colocação de injeção de areia ao longo de planos de fraturas. Por outro lado, os diques com formas irregulares e curvas são mais difíceis de relacionar com injeção em sistemas de fratura. Alguns autores atribuem essas irregularidades à anisotropia das rochas encaixantes e às deformações pós-injeção, como por exemplo, mecanismos de dobramento ou boudinage (Truswell 1972). Processos erosionais das rochas encaixantes durante a colocação de injeção de areia são mecanismos comuns e podem produzir margens muito irregulares e curvas (Vigorito et al., 2008; Scott et al., 2009; Ravier et al., 2015; Zvirtes et al., 2019). Outras geometrias comuns incluem feições pontiagudas, bifurcadas e dobramentos ptigmáticos (**Fig. 3.5**) que podem ser causadas por processos pós-intrusão como compactação por soterramento (Surlyk et al., 2007) ou deformação tectônica (Palladino et al., 2016, 2018). Este último pode produzir canais preferenciais para a migração de fluidos e injeção de areia durante o dobramento e formação de falhas, tais como planos de cavalgamento em regimes tectônicos contracionais (Palladino et al., 2016) ou falhas extensionais durante regimes extensivos (Palladino et al., 2018; Palladino et al., 2019 *in press*; Zvirtes et al., 2019).

A presença de marcas discordantes ao longo das margens dos diques pode fornecer um registro de como a areia fluidizada pressurizada interage com as superfícies das rochas encaixantes durante a injeção (Hurst et al., 2011). Comumente, as margens dos diques de arenito apresentam superfícies relacionadas à injeção, incluindo cristas (*ridges*; Cobain et al., 2017), flautas ou marcas semelhantes a flautas (*flute marks*) (Peterson, 1967; Hillier e Cosgrove, 2002; Hubbard et al., 2007), 1982; Surlyk e Noe-Nygaard, 2001), e sulcos (*grooves*)

(Lewis, 1973; Martill e Hudson, 1989; Diggs et al., 2007). Hurst et al. (2011) enfatizam que não está claro se os processos formativos dessas estruturas são similares àqueles das marcas de sola em turbiditos (*sole marks*) ou se outros mecanismos, como o arrasto por atrito ao longo das margens do dique. Características externas como padrões em pluma e cristas paralelas que ocorrem no contato de intrusões e rochas encaixantes são interpretadas como reflexo da maneira pela qual lamitos encaixantes inicialmente fraturaram antes da injeção de fluido e areia (Cobain et al., 2015).

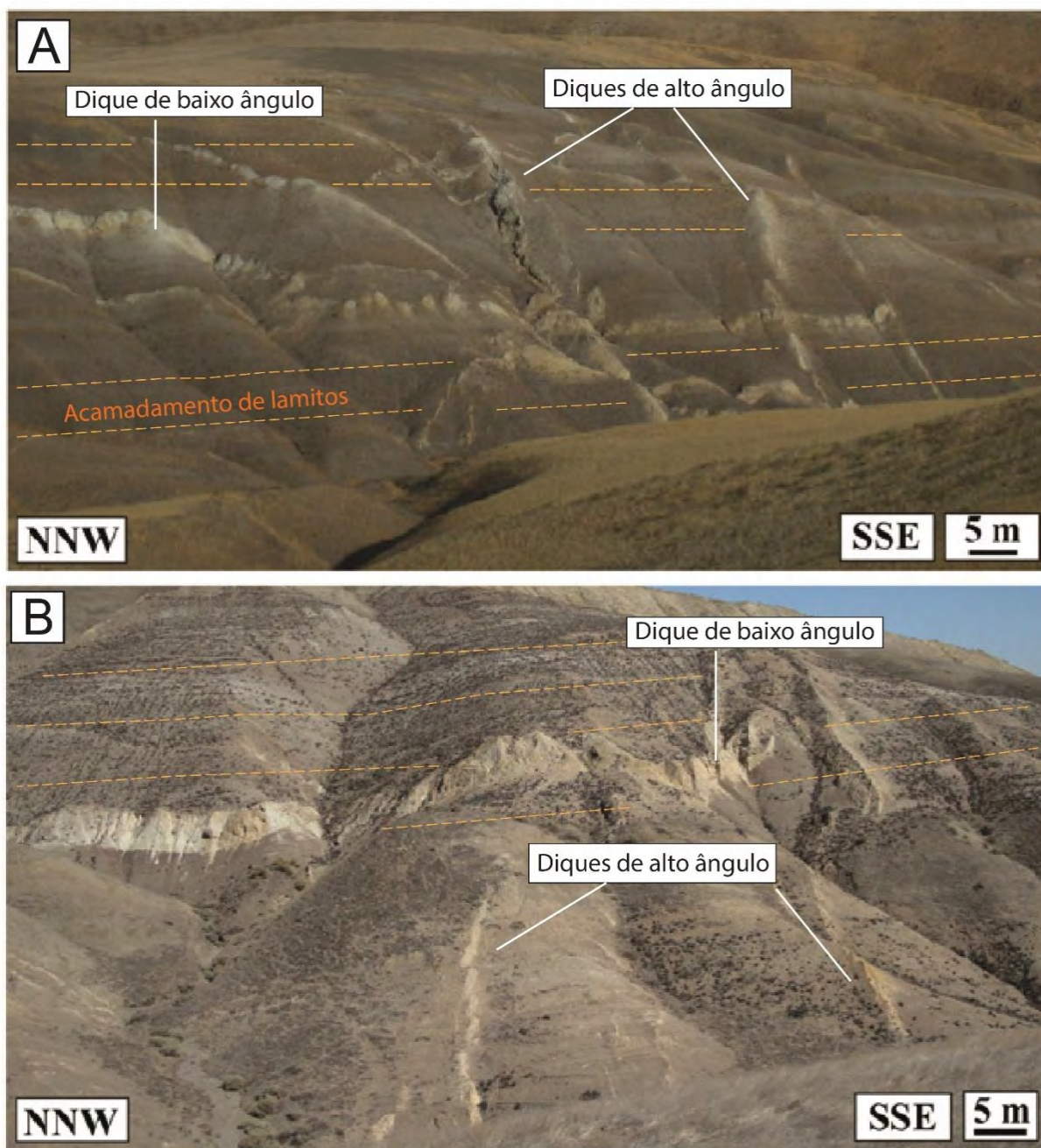


Figura 3.4 – Geometrias de diques de arenito (modificados de Hurst et al., 2011). A) Diques de alto ângulo e diques de ângulo baixo da parte superior do complexo intrusivo Panoche no

canion Marca, Panoche Hills (ver Hurst et al., 2007, Fig. 15; Vigorito et al., 2008). B) Espesso dique de ângulo baixo (8–12 m de abertura) e diques de ângulo elevado menos espessos (0,5-2 m de abertura) no canion *Right Angle* (Vigorito et al., 2008).

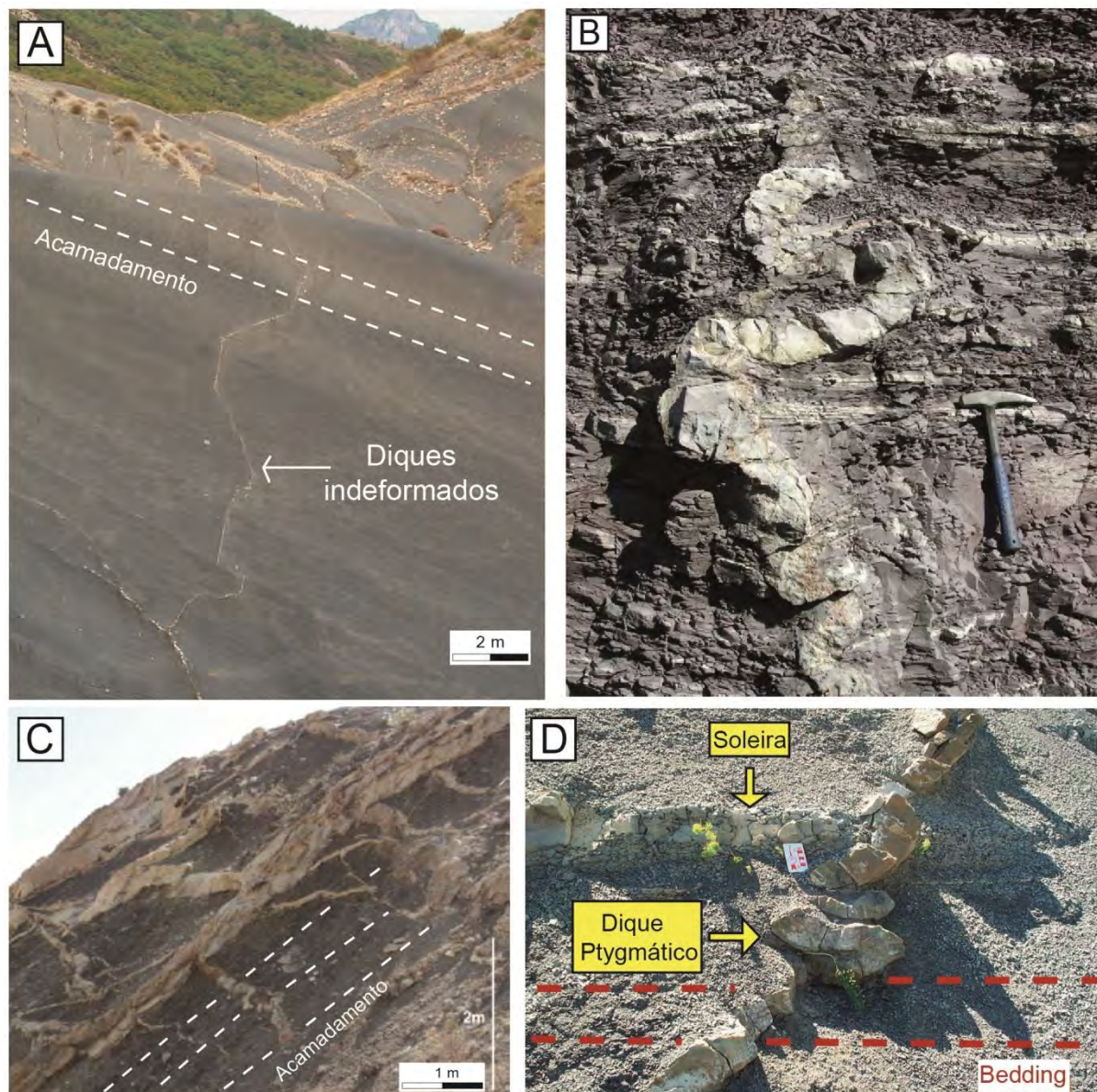


Figura 3.5 – (A) Dique de arenito indeformado cruzando margas (Aptiano) alimentado pelo sistema turbidítico (Albiano) da Bacia Vocontian, França (Modificado de Parize et al., 2007a); (B) Dique de arenito ptigmático da Formação Corumbataí, Brasil (Modificado de Perinotto et al., 2008). (C) Soleiras de arenito (*sills*) interconectadas e diques parcialmente deformados com margens erosivas em argilito fraturado hidráulicamente do Complexo de Injeção Gigante de Panoche, Califórnia. Note que os diques mais finos são mais deformados que os mais espessos (modificados de Hurst et al., 2015); (D) Dobramento ptigmático de dique da bacia Vocontian associado com a compactação pós-injeção (modificado de Parize et al., 2007a).

Internamente, os diques podem apresentar bandas com espessuras variando de 0,01 a >0,10 m (Diggs, 2007), que normalmente é delimitada por contatos definidos por diferenças no tamanho dos grãos (Archer, 1984), alinhamento de grãos (Hillier e Cosgrove, 2002) e partículas de tamanho argila (Diggs, 2007) (**Figs. 3.6 e 3.7**). O bandamento é geralmente paralelo às bordas dos diques, mas também pode ocorrer de modo oblíquo e perpendicular a eles (Hurst et al., 2011). Da mesma forma, laminação é geralmente registrada paralelamente às margens do dique, com espessura das lâminas tipicamente <1 mm. A formação de bandas e laminação é atribuída a múltiplos episódios de injeção (Taylor, 1982; Diggs, 2007), irregularidades na taxa de abertura da fratura (Peterson, 1968), ou variação na velocidade e viscosidade dos fluidos carregados de areia na injeção (Peterson, 1968; Taylor, 1982; Diggs, 2007). Diques também apresentam outras estruturas irregulares, como laminações convolutas, pilares e estruturas em chama (**Fig. 3.6b**)

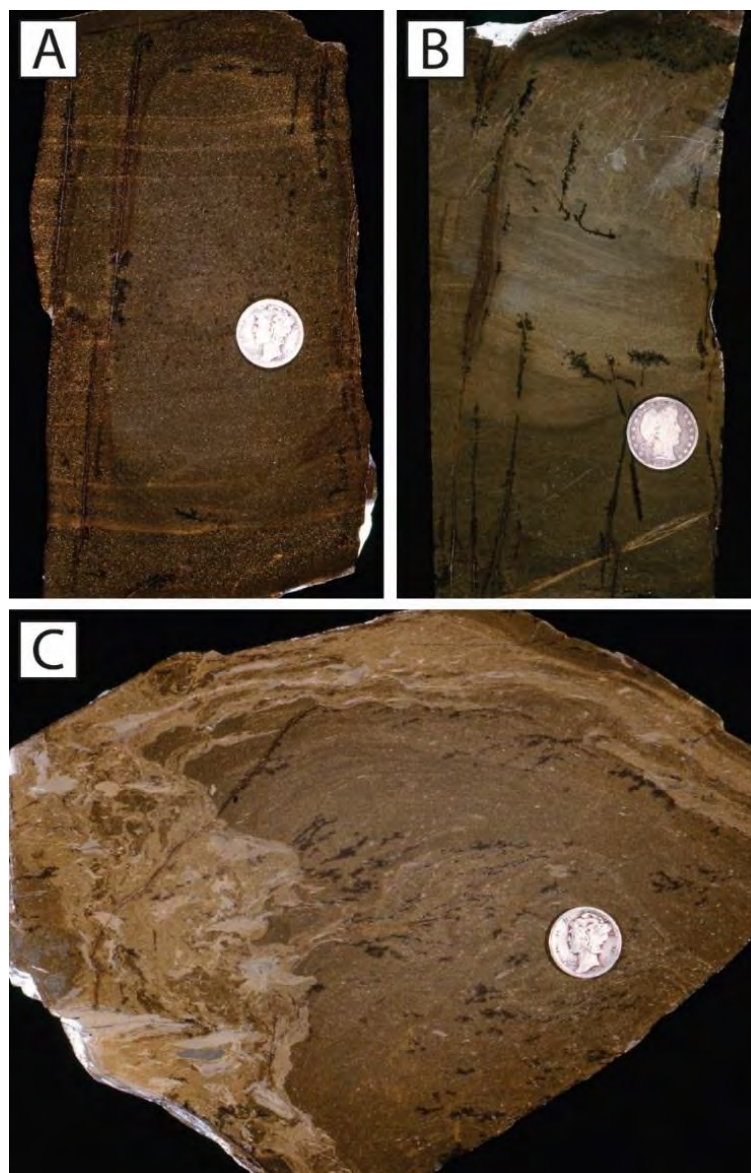


Figura 3.6 – Seção de rocha serradas e polidas de diques clásticos que mostram estruturas internas (modificado de Diggs et al., 2007). As amostras são orientada com o topo estratigráfico no topo das fotos. A) Dique clástico com bandas bem desenvolvidas e laminações paralelas às paredes do dique; B) Dique clástico de base caótica, incluindo laminações convolutas, pilares de tensão (Lowe, 1975) e estruturas em chama; C) Seção das margens de um dique clástico com argilito abundante ao longo das bordas interpretado como resultado da erosão das lamas semi-consolidadas nos sedimentos hospedeiros. As moedas de escala possuem 1,8 cm de diâmetro.

Gradação interna é comum e ocorre aproximadamente perpendicular à margem dos diques e ao longo do comprimento de suas paredes (Hurst et al., 2011). A gradação normal ocorre com os grãos mais grosseiros adjacentes às paredes dos diques (Fig. 2.8), enquanto a classificação inversa ocorre com os grãos mais finos perto das bordas (Hubbard et al., 2007). A variação no tamanho de grão ocorre em função da composição da areia das unidades fontes, mas também devido à presença de clastos derivados de estratos hospedeiros fraturados e erodidos. Estes clastos são comumente lamitos, mas podem ser de arenitos (Gleinnie e Hurst, 2007), fragmentos vulcânicos (Hartmann et al., 2012), entre outros. Experimentos demonstram que no fluxo laminar as partículas sólidas maiores separadas das paredes dos diques tendem a segregar na parte central da camada de injeção (Bhattacharji e Smith, 1964). Taylor (1982) sugere que a segregação de clastos de argilito na parte central dos diques de arenito é indicativa de fluxo laminar durante a injeção. No entanto, Hubbard et al. (2007) concluem que o caráter de gradação normal dos diques de arenito é evidência de condições de fluxo turbulento durante a injeção de areia.

Microtexturas em diques de arenito são esporadicamente relatadas (Peterson, 1968; Truswell, 1972; Taylor, 1982; Thompson et al., 1999; Jonk, 2015, 2010; Scott et al., 2009, 2013; Ravier et al., 2015). Ao considerar os processos de fluxo durante as injeções de areia, as microtexturas individuais mais importantes nos diques estão associadas aos clastos das rochas hospedeiras. Alinhamento de minerais e clastos placóides e alongados (por exemplo, mica, grãos de quartzo alongados, plagioclásio e clastos de folhelhos e xistos) é comumente descrito como ocorrendo de modo paralelo às margens dos diques. Clastos individuais variando de angulares a arredondados, variando de grãos muito finos a fragmentos de seixos, podem ser alongados ou equidimensionais (Hurst et al., 2011). Os clastos geralmente não são igualmente distribuídos nos diques e são frequentemente mais abundantes nas bordas (Hubert et al., 2007; Scott et al., 2007), ou nas junções entre intrusões (Parize et al., 2007a).

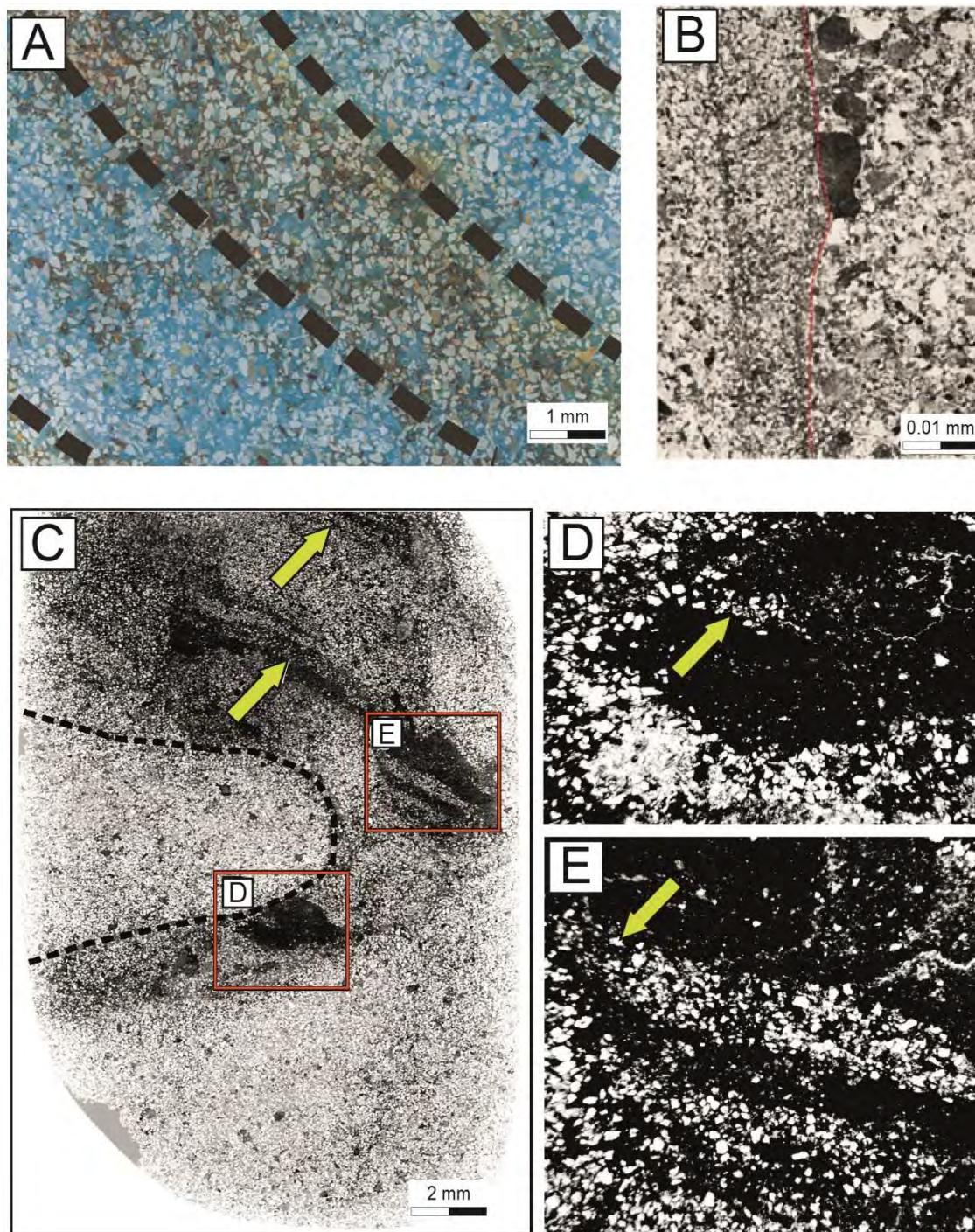


Figura 3.7 – Feições petrográficas de intrusão de arenitos. A) Fotomicrografia de laminação em arenito exibindo trama de grãos mais e menos intensamente compactados, Santa Cruz, Califórnia (Modificado de Scott et al., 2009); B) Fotomicrografia de seção delgada mostrando bandas verticais encontradas na margem dique de arenito, no sudeste da Ilha Alexander, na Antártida. Observe que a zona de tamanho de areia grossa à direita é separada (linha vermelha tracejada) por uma zona de grãos de areia finos (modificada de Taylor, 1982); C) Lâmina delgada digitalizada de intrusão de arenito rico em clastos de argilito. Observe a presença de clastos de argilito (linha tracejada) e cunhas de arenito (setas amarelas) Retirado de Hurst et al., 2011); D) Fotomicrografia de um clasto detrítico de lamito com

fissuras preenchidas com arenito (seta amarela). As margens têm uma aparência difusa, notada por uma camada de 0,2 mm de espessura de grãos embutidos no clasto (Hurst et al., 2011); E) Fissuras em forma de cunha (seta amarela) dispostas paralelamente e preenchidas por arenito rico em clastos de argilito.



Figura 3.8 – Dique com graduação normal da Formação Cerro Toro, Chile (fonte Hubbard et al., 2007).

3.2.1.2 Soleiras de Arenito (*sills*)

Diques podem ser considerados as principais vias ascendentes através de complexos de injeção de areia, no entanto, soleiras de areia compreendem partes significativas dos sistemas de injeção e muitas vezes representam os principais condutos para a colocação de injeção horizontal. Soleiras de arenito são geralmente corpos tabulares com as bordas aproximadamente concordantes com o acamadamento das rochas encaixantes, mas frequentemente são localmente discordantes ao longo das margens superiores e inferiores (Vigorito et al., 2008).

Eles são semelhantes em aparência a alguns arenitos deposicionais, particularmente quando são modificados por processos de fluidização. Soleiras de arenito apresentam discordância localizada com o acamadamento, sem a qual eles são muito semelhantes em aparência aos arenitos deposicionais, particularmente quando estes são modificados pela fluidização da areia (Hurst et al., 2011). A diferenciação de soleiras de arenitos e de arenitos deposicionais somente pela observação de estruturas internas, por exemplo, em testemunhos de sondagem, é muitas vezes difícil e desafiadora, e muitas soleiras permanecem não detectadas em subsuperfície (Hurst et al., 2011). Por essa razão, a analogia com os afloramentos de injetitos é essencial. Contudo, devido à limitada exposição vertical e lateral de outros complexos de injeção, apenas características individuais e algumas geometrias de soleiras são reconhecidas.

Normalmente, soleiras formam unidades compostas que podem ter várias dezenas de metros de espessura e que, em duas dimensões, são vistas como interconectadas verticalmente por segmentos de soleiras em degrau (*stepped*) e em curva cortadas transversalmente por diques. As superfícies superiores e inferiores das soleiras são irregulares por sua natureza intrusiva e erosiva. Soleiras de arenito exibem várias formas e, em combinação com diques, podem formar intrusões compostas, tais como intrusões em forma de pires (*saucer-shaped intrusion*), em forma de “V” (*V-shaped intrusion*) ou de asas (*wing-like intrusion*), semelhantes aos sistemas magmáticos (Szarawarsca et al., 2010; Galland et al., 2018). O fluxo lateral de areia através de complexos de soleiras são componentes essenciais na exploração de hidrocarbonetos e podem atingir vários quilômetros em sucessões sedimentares podendo afetar profundamente os sistemas petrolíferos.

A definição original de uma soleira é uma intrusão de forma tabular que é relativamente concordante com as camadas da rocha encaixante (**Fig. 3.9**), mas elas podem se bifurcar (Truswell, 1972; Hillier e Cosgrove, 2002; Diggs, 2007; Lonergan et al. al., 2007), afunilar (Kawakami e Kawamura, 2002; Parize et al., 2007a) e formar degraus (Hiscott, 1979; Archer, 1984; Obermeier, 1996; Huuse et al., 2004). As soleiras podem formar uma variedade de geometrias, como soleiras escalonadas, em degraus com várias camadas, que podem ser observados em afloramentos, como no Complexo Gigante de Injeção Panoche (Vigorito et al., 2008; Vigorito e Hurst, 2010) e no Complexo de Injeção de Areia Tumey (Zvirtes et al., 2019). *Sills* individuais são descritos variando de <0,001 m a 0,5 m

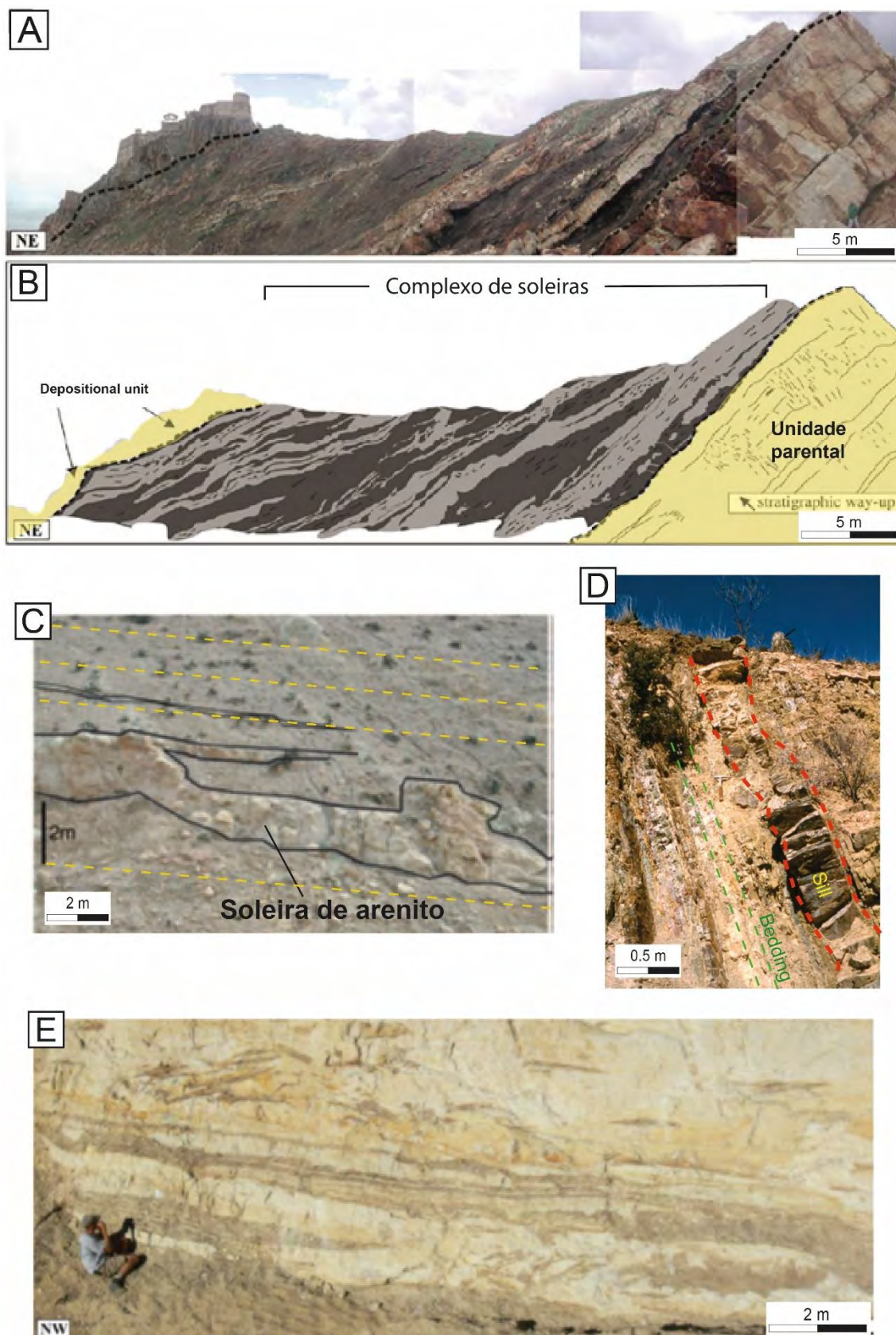


Figura 3.9 – Exemplos de soleiras de arenito. A) Afloramento de um complexo intrusivo dominado por soleiras (Fort Genois, Miocene, Tunisia). A seção inteira tem aproximadamente 120 m de espessura e 30 a 50% da seção é composta por soleiras de arenito; B) Interpretação geológica de A. O arenito mais inferior à direita é um arenito deposicional com superfícies de acamamento difuso parcialmente preservado, com

avançado grau de modificação por fluidização na parte superior onde estruturas sedimentares primárias não são mais identificáveis (ver Parize, 1988). A zona da soleira é dominada por corpos de arenito concordantes que têm de 0,1 a 2 m de espessura (cinza escuro) formando uma rede complexa de soleiras com várias camadas (Modificado de Hurst et al., 2011); C) Afloramento de uma soleira de arenito da unidade Moreno Shale (Cretáceo), Panoche Hills no oeste do Vale de São Joaquim, Califórnia Central. Soleira de arenito intrudindo acamadamento, conectando com outras soleiras e bifurcando (modificado de Hurst et al., 2005); D) Soleira clástica exibindo típicos limites superiores e inferiores agudos. O topo estratigráfico fica à direita. O martelo tem 31 cm de comprimento; E) Parte de uma soleira de multi-acamadada, na qual parte do acamadamento de arenito deposicional original é preservada perto da base, mas torna-se cada vez mais rompida e fragmentada para cima. Os clastos de lamito em “jangadas” são alongados e mostram 1 a 2 m de comprimento, cortados por fraturas cheias de arenito quebrando os clastos em fragmentos menores (Moreno Gulch, Panoche Hills, Califórnia. Extraído de Vigorito et al., 2008; Vigorito e Hurst, 2010).

(Hillier&Cosgrove, 2002), e >12 m (Parize et al., 2007b; Scott et al., 2009) com uma extensão lateral que pode ser >100 m. Mudanças laterais abruptas de espessura ou feições de “*pinch and swell*” são comuns (Hurst et al., 2005). Feições de erosão registradas nas bordas das soleiras são chamadas de “*scallops*” (Hurst et al., 2005), frequentemente, erodindo os estratos subjacentes (por exemplo, lamito) às vezes através de vários metros. Essas feições geram superfícies erosivas superiores que podem ser consideradas diagnósticas de soleiras.

Soleiras são relatadas como corpos sem estruturas (Truswell, 1972; Parize et al., 2017b) ou contendo estruturas internas (Kawakami e Kawamura, 2002; Scott et al., 2009). Assim como diques, estruturas como laminação ou bandas se formam pelo alinhamento e imbricação de grãos e/ou clastos de rocha hospedeira nas bordas das soleiras. Tipicamente, os clastos erodidos são desintegrados e retrabalhados dentro da laminação, ocorrendo um aumento no conteúdo de clastos nas bordas ou nas porções centrais das soleiras (Hurst et al., 2011). Estruturas sedimentares internas são sugestivas de fluxo interno e processos de sedimentação, como o fluxo de areia fluidizada dentro de fraturas. A presença de clastos argilosos também sugere que houve períodos de tração durante o fluxo turbulento ou que se formaram por cisalhamento de areia concentrada deformada pelo fluxo laminar hidroplástico (Lowe, 1976; Allen, 1984). Microtexturas distintas em que partículas de tamanho argila e grãos planares (fragmentos de rochas alongados e minerais) estão alinhadas com as margens das soleiras são descritas (Diggs, 2007; Ravier et al., 2015). Estes clastos de argilas derivadas das rochas encaixantes são interpretados como evidência de erosão durante a injeção de areia (**Figs. 3.7C e 3.9E**).

3.2.1.3 Intrusões colunares e irregulares

Algumas intrusões de arenito têm geometria externa irregular, diferentemente de diques e soleiras (**Fig. 3.10**). Arenitos colunares, por exemplo, formam dutos clásticos (*pipes*) e são comumente registrados em arenitos eólicos (Huuse et al., 2005) e geralmente apresentam geometria cilíndrica vertical com margens abruptas e estruturas semelhantes a pilares (Ross et al., 2014) (**Fig. 3.10A, D**) com uma forma circular a oval em plano (cf. Hurst et al., 2011, Apêndice C). Embora muitas dessas intrusões colunares sejam quase verticais, podem ocorrer intrusões de mais baixo ângulo e mais sinuosas. Margens de intrusões colunares são comumente brechadas e ricas em clastos do tamanho de grânulos de estratos encaixantes (Hurst et al., 2011; Ross et al., 2014).

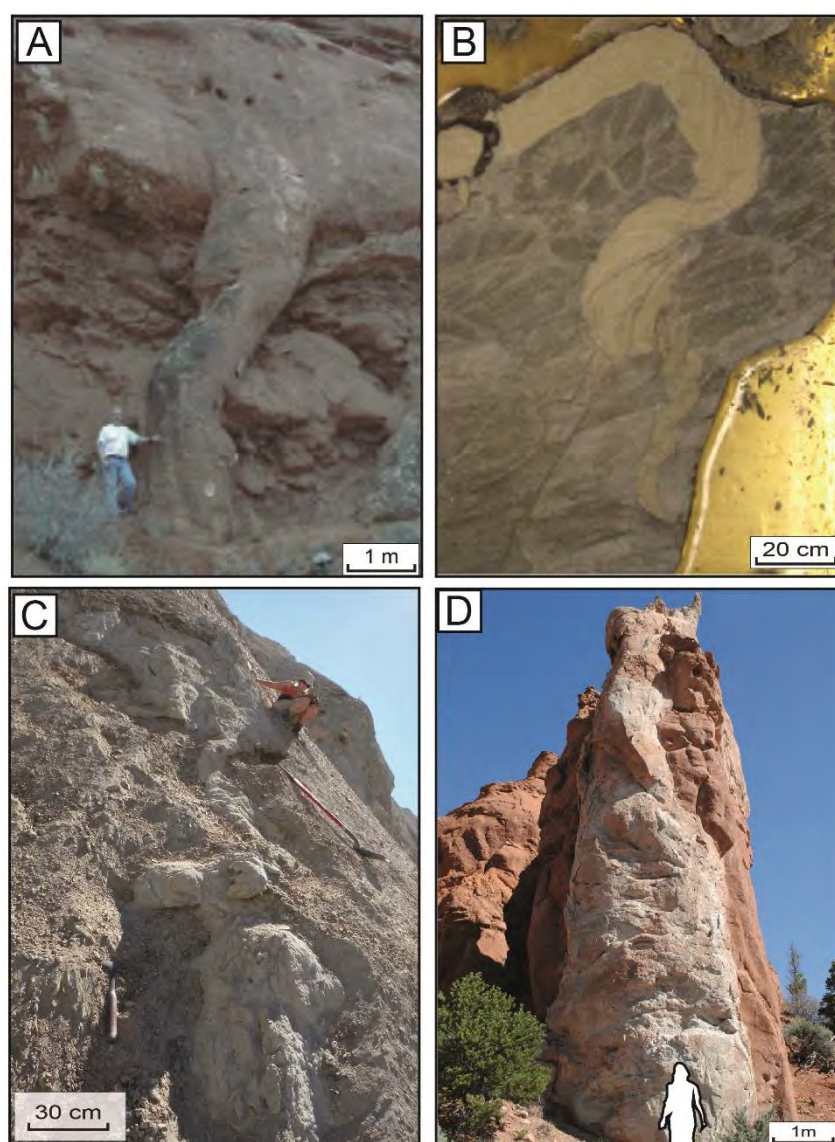


Figura 3.10 – Formas dos corpos em algumas intrusões de arenito colunares e irregulares. A) Arenito colunar com morfologia torcida com uma geometria axial em espiral.

Internamente, o tubo é aparentemente sem estrutura e se conecta a uma unidade de arenito intensamente fluidizado (Navajo Sandstone, Jurássico, Utah, modificado de Chan et al., 2007); B) Observação furo de sondagem de um arenito colunar encapsulado dentro do lamito hospedeiro com uma geometria axial espiral com espessura decrescente para baixo; C) Intrusão de arenito irregular com margens curvas de erosão do Complexo de Injeção de Areia Tumey; D) Pipe de injeção em lamitos e siltitos (modificado de Ross et al., 2014).

Intrusões irregulares de arenito comumente apresentam uma geometria variada e complexa com margens curvas e irregulares que mudam de direção e espessura abruptamente (**Fig. 3.10C**). Eles são caracterizados por margens inferiores e superiores erosivas e discordantes, as quais tipicamente formam estruturas convexas (“*scallops*”) que freqüentemente erodem áreas superiores a 1 metro de estratos encaixantes sobrepostos e são altamente discordantes com relação ao acamamento (Hurst et al., 2003a; Surlyk et al., 2007; Scott et al., 2009). Geometria amontoada (*mount*) é interpretada como parte de injetitos de areia e é comumente relatada tanto em subsuperfície como em afloramentos (cf. Hurst et al., 2011, Apêndice D).

3.2.1.4 Brechas de Injeção

Brecha é um termo usado para um grupo de rochas que consiste em uma variedade de fragmentos angulares quebrados de rochas e de grãos minerais individuais imersos em uma matriz de grãos finos (Fisher, 1961; Bryner 1968; Schmid, 1981; Scholz, 1990). Estudos sugerem que as brechas podem ser formadas por processos ígneos, sedimentares e/ou tectônicos ou uma combinação destes (Shukla e Sharma, 2018). O estudo de brechas é útil na compreensão dos cenários deposicionais, eventos tectônicos e evolução geodinâmica de qualquer região, em particular em um dado intervalo de tempo geológico (Brown et al., 1983; Taylor e Pollard, 1993). As brechas podem ser importantes para identificar horizontes marcadores em uma zona de discordância ou, às vezes, interpretadas como um marcador sísmico e, assim auxiliar na resolução de problemas estratigráficos (Shukla e Sharma, 2018). Brechas podem ter implicações econômicas importantes, como na exploração de hidrocarbonetos, depósitos de minério e em aquíferos (Duranti e Hurst, 2004; Taylor e Pollard, 1993; Shukla e Sharma, 2018).

Em geral, as brechas são classificadas em diferentes subclasses, como brechas vulcânicas, brechas ígneas-hidrotermais, brechas de *chert*, brechas de colapso, brechas de falhas, brechas de impacto e brechas sísmicas (Shukla e Sharma, 2018). Essas classes são agrupadas em (1) Brechas Ígneas, (2) Brechas

Sedimentares e (3) Brechas Tectônicas (**Tabela 3.2**). Entre as brechas sedimentares, duas subclasses foram propostas: (i) abrecha de *chert* e (ii) brechas de colapso. A primeira é o resultado de uma substituição de rochas carbonáticas pré-existentes seguidas pelos processos de brechação. A segunda é formada pelo colapso de rochas parcialmente dissolvidas em um ambiente cárstico. No entanto, outra importante classe de brechas relacionadas com injetitos de areia, aqui nomeadas brechas de injeção, devem ser consideradas como uma importante subclasse de brechas sedimentares (**Tabela 3.2**). Brechas de injeção têm sido descritas em afloramento (Scott et al., 2009; Zvirtes et al., 2019) e subsuperfície (Duranti and Hurst, 2004). Em ambientes marinhos profundos, elas são descritas como rochas com clastos angulares de lamito incorporados em uma matriz de arenitos normalmente sem estrutura (por exemplo, fácies D4 de Duranti e Hurst, 2004). O tamanho dos clastos pode variar de alguns milímetros a vários metros (cf. Capítulo 4). Os clastos têm uma grande variedade de formas e são comumente microfraturados (**Fig. 2.11**). Embora predominantemente angular e placóide, clastos arredondados podem ocorrer. Eles são na sua maioria não gradados, mas podem ser grosseiramente alinhados paralelamente aos contatos com estratos encaixantes. Uma rede complexa e caótica de diques e *sills*, ou fraturas muito finas cheias de areia, se propaga para os estratos circundantes. Comumente, a matriz arenosa separa fragmentos adjacentes formando características de quebra-cabeças (*jig-saw structure*) (**Fig. 3.11**).

Apesar de dados substanciais sobre brechas, os processos de brechação, as feições diagnósticas e os diferentes modos de origem não são bem compreendidos e continuam sendo objeto de discussão. Jebrak (1997) discutiu oito mecanismos principais de processos de brechação que enfatizam mais a pulverização tectônica, brechação assistida por fluidos e abrasão por desgaste como as mais comuns. Como as injeções de areia são conhecidas por serem formadas pela hidrofraturamento dos estratos encaixantes sob condições de sobrepressão de fluidos, as brechas de injeção provavelmente são formadas por brechação assistida por fluidos. No entanto, atividades sísmicas e a deformação tectônica também podem influenciar os processos de sobrepressão e brechação (**Tabela 3.2**). Apesar da importância e impacto que estas rochas podem ter no sistema sedimentar, estudos de brechas de injeção são ainda muito escassos, portanto pesquisas devem ser feitas para entender este complexo e dramático elemento geológico.

No capítulo 4, as brechas de injeção do Complexo de Injeção de Areia de Tumey (CIAT) são descritas em detalhes, onde uma extensa zona altamente brechada (centenas de metros de comprimento e dezenas de metro de espessura) ocorre na porção superior do complexo.

Tabela 3.1 – Classificação geral de brechas de origem contrastante e suas feições diagnósticas (Modificado de Shukla e Sharma, 2018).

Tipos de brechas	Sub-classes	Modo de formação (em geral)	Feições diagnósticas
Ígnea	Brechavulcânica ou vulcanoclástica	Formada por erupções explosivas de um vulcão durante o qual fragmentos se ajustam em uma matrix de qualquer composição e textura.	Fragmentos abculares (>2 mm), quartzo hexagonal bi piramidal; quartzo <i>embayed</i> ; mosaico de quartzo; sem orientação preferencial de clastos; e frequente minerais ígneos (e.g. quartzo beta, sanidina, vidro vulcânico (<i>glassshards</i>), biotita, rutilo, zircão magmático).
	Brecha ígnea-hidrotermal e brechas epithermais	Formada por hidrofraturamento devido a fluidos hidrotermais sobrepresurizados.	Fragmentos angulares e processos de brechificação seguindo planos de descontinuidade pré-existent.
Sedimentar	Brecha chert	Chert formado por substituição de rochas carbonáticas, com brechificação ocorrendo por desintegração dos nódulos ou camadas de chert depois da dissolução de camadas subjacentes solúveis ou por atividade tectônica.	Abundance of replacement textures; Poorly sorted, loosely compacted and immature fragments of rocks; Fragments and matrix both consist of microcrystalline quartz
	Brecha de colapso	Formado pelo colapso de rochas de ambiente cárstico.	Texturas de dissolução
	Brechas de Injeção	Faturamento hidráulico das rochas encaixantes por fluidos sobrepresurizados e injeção de areia; Hidrofraturamento pode também ser dirigido por agentes tectônicos como falhas e atividade sísmica.	Rompimento de estruturas primárias; Fragmentos de rocha encaixantes angulares arredondados. Clastos dispostos caoticamente, mas podem ser orientados durante a injeção; Feições am quebra-cabeça (<i>Jigsaw</i>) são comuns.
Tectônica	Brecha de falha	Formados por (1) Cominuição e trituração pela ação de dois blocos de flaha; (2) Fraturamento por estresse tectônico ou gravitacional.	Grãos fraturados dispostos caoticamente; Feições de deformação rúptil; <i>Fault gauges</i> .
	Brechasísmica	Formed by hydrofracturing of rocks generated due to an earthquake.	Associado a depósitos relacionados com minérios como skarns, greisens e mineralizações de porphyros.
Impacto	Brecha de	Formada por impacto de meteoritos	Feições de deformação planar -

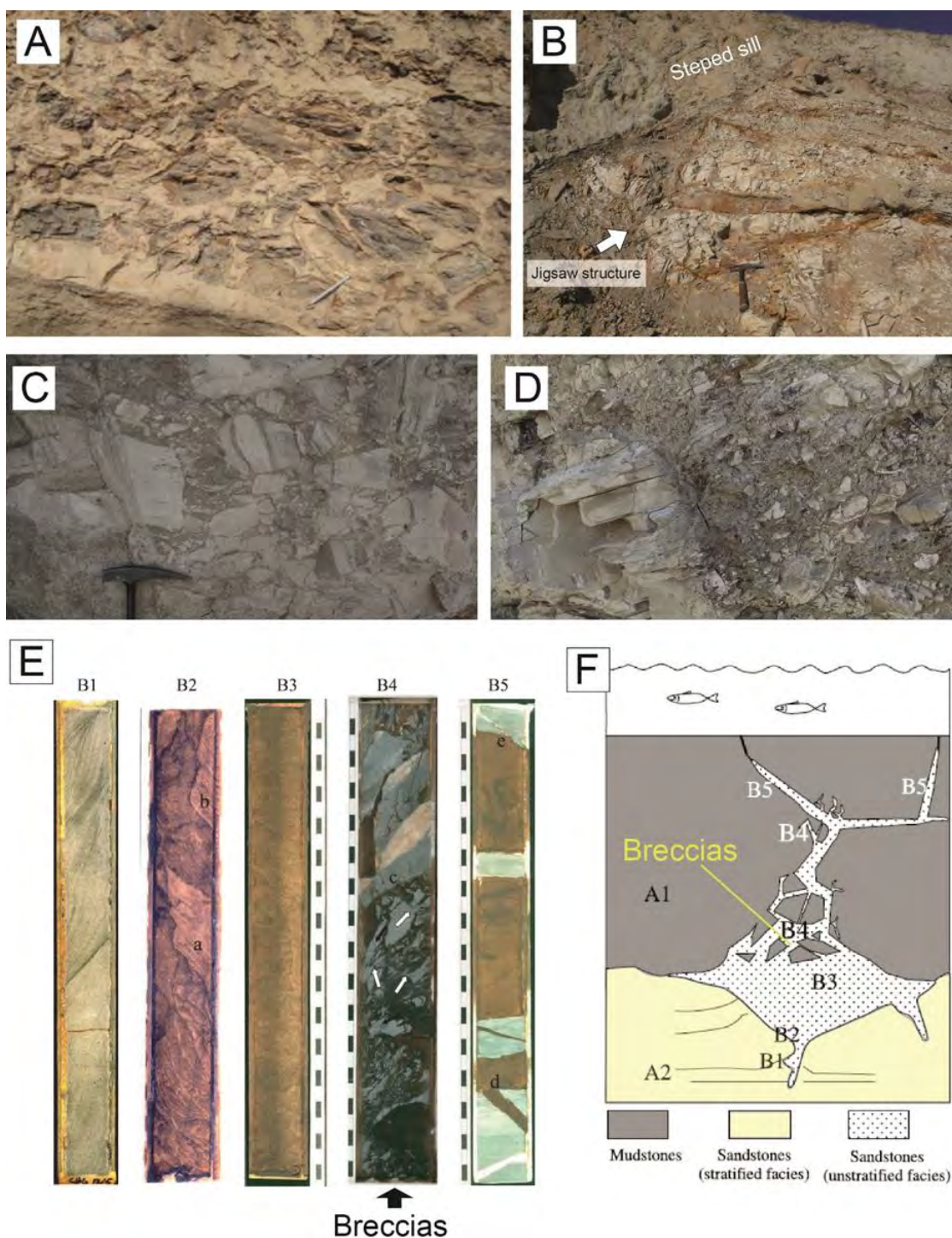


Figura 3.11– Exemplos de brechas de injeção em afloramento (A, B, C e D) e furos de sondagem (E). Afloramentos B, C e D são brechas de injeção do complexo de injeção Tumey (TGIC). A) Brecha de clastos de argila do PGIC, na Califórnia Central. Os clastos de lamito são geralmente alongados, microfraturados e, por vezes, quebrados e fraturados por fraturas estreitas preenchidas por areia. Margens arredondadas formadas durante a injeção de areia por abrasão no fluxo fluidizado turbulento carregado com areia (processo de corrosão de Scott et al., 2009). Caneta de escala com 15 cm de comprimento (fonte: Hurst et al 2015); B) Brecha de injeção com clastos de argilitos hidrofraturados separados por diques orientados aleatoriamente formando estruturas de quebra-cabeças (*jigsaw*

structures). C) Brecha de injeção com clastos de lamito com fragmentos altamente angulares em tamanhos variados. D) Brecha de injeção com clastos angulares e arredondados de lamito. A forma arredondada é atribuída à erosão (abrasão e corrosão) dos clastos durante o fluxo de injeção de areia. E) Facies não estratificadas de Duranti e Hurst 2004 em testemunhos de sondagem do membro Nauchlan, bacia do Mar do Norte. Todos os testemunhos são de poços verticais. B1, arenitos com lâminações íngrimes; B2, estruturas de pilares que cortam unidade de arenitos entrecruzados com lâminas curvadas localmente para cima; B3, arenitos sem estruturas distintas, mas uma textura "manchada" produzida por numerosas estruturas de escape de água de pequena escala; B4, brecha de lamito com microfraturas preenchidas por areia; B5, diques e soleiras de arenito com unidades ramificadas e topos pontiagudos e discordantes; F) Organização espacial da associação de facies "não estratificadas" proposta por Duranti e Hurst em 2004 descrita em E) e suas relações disruptivas com as facies "estratificadas" do membro Nauchlan. Observe as brechas (B4) concentradas na base dos lamitos sobrejacente (Duranti e Hurst, 2004).

3.2.1.5 Sandstone Extrusions (Extrudites)

As extrusões de arenito, chamadas de extruditos (*extrudites* de Hurst et al., 2006) são o resultado da extrusão de areia na superfície, como por exemplo, no paleo-fundo oceânico, alimentadas por uma rede subjacente de diques (diques alimentadores) (**Figs. 3.3 e 3.12**). Extruditos são fenômeno geológico raramente preservados e são conhecidos a partir de uma variedade de configurações estratigráficas. Em sua forma mais simples ocorre como vulcões de areia ou como unidades de camadas de areia mais grosseiras e espessas (cf. Pringle et al., 2007 para detalhes da geometria interna de um vulcão de areia). Os extruditos são comumente associados a geometrias cônicas e em forma de lençol como elementos dos vulcões de areia produzidos pelas extrusões (**Fig. 3.13**). Suas espessuras e diâmetros, quando observados em afloramentos, variam de 0,1 a 0,3 m e 0,3 a 3 m, respectivamente (Hurst et al., 2011). Recentemente, um possível vulcão "gigante" de arenito (80 m de espessura) foi identificado em dados de subsuperfície (Andersen et al., 2009). Lençóis de extruditos formam uma geometria distinta que pode exceder 3 m de espessura e se estender lateralmente por centenas de metros (Hurst et al., 2006; Vigorito et al., 2008).

Uma das melhores exposições de sistemas de vulcões de areia preservados ocorre na bacia de Namur, na Irlanda. Esses extruditos são considerados como desenvolvidos pela expulsão de fluidos relacionada ao soterramento rápido associado a falhamentos em grande escala na forma de escorregamentos e deslizamentos (Jonk et al., 2007) (**Fig. 3.13A, B, & C**). Outro afloramento importante ocorre na bacia de San Joaquin, na Califórnia (**Fig. 3.13D**) definindo a extrusão do Complexo Gigante de Injeção Panoche (CGIP) no Eo-Paleoceno (Daniano), restringindo o complexo a esta idade (Vigorito et al., 2008).

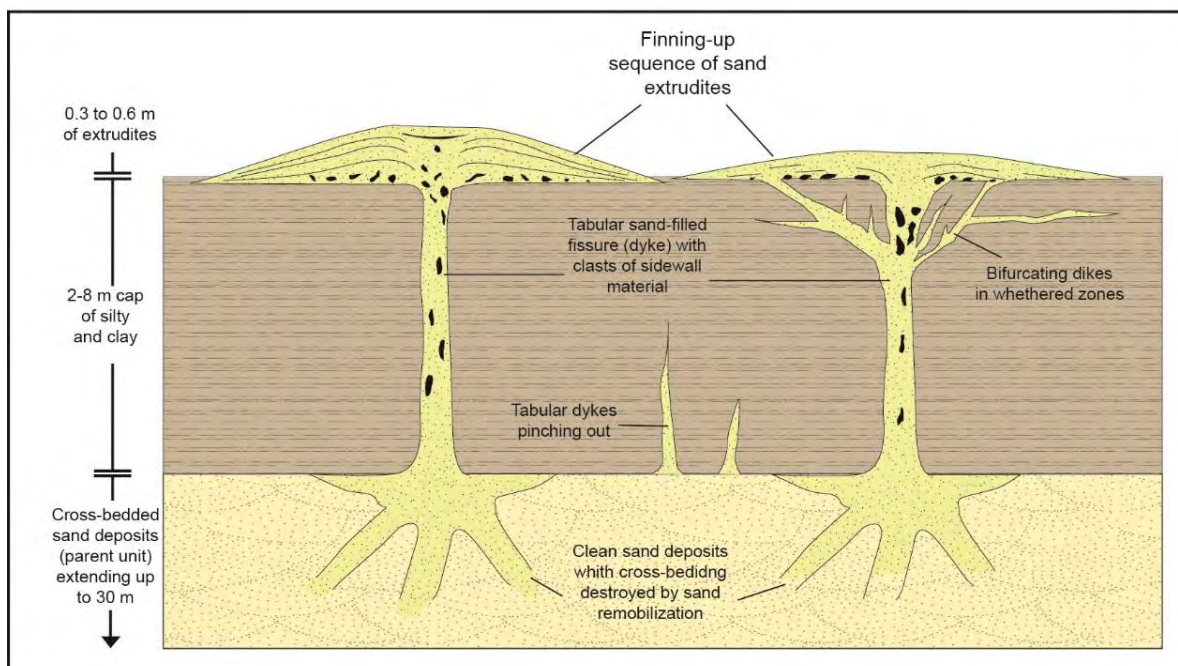


Figura 3.12 – Seção vertical esquemática demonstrando a areia deposicional com acamamento cruzado (base) sendo modificada por fluidização e remobilização alimentando diques de areia que cortam camadas de sedimentos e argilas até a superfície formando “vulcões de areia” (extruditos). Observe que o sistema pode trazer fragmentos ascendentes dos estratos hospedeiros fraturados (em preto) (modificado de Obermeier, 1996).

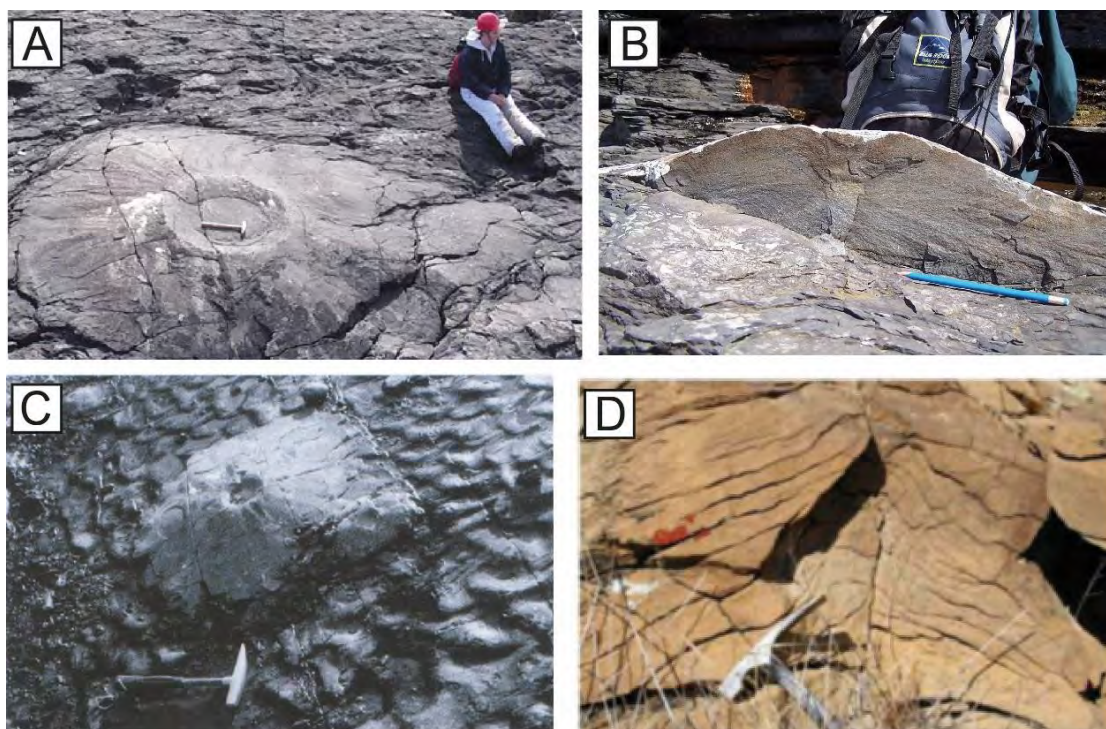


Figura 3.13 – Exemplos de extruditos de areia em afloramento. A, B e C) Vulcões de areia em ambiente marinho profundo da Formação Ross (Carbonífero), Condado de Clare, Irlanda (modificado de Jonk et al., 2007). Os flancos estão inclinados a aproximadamente 15°. Estruturas de fluxo são vistas ao longo do mergulho do cone longe da cratera central; (D) Seção transversal de um vulcão de areia do CGIP, Califórnia (EUA). O martelo da escalatem aproximadamente 35 cm de comprimento (fonte: Vigorito et al., 2008).

As relações de contato entre os extruditos e o substrato subjacente são frequentemente irregulares e discordantes ou paralelos ao leito. Inconformidade é muito comum quando os diques atingem a superfície, e os substratos relacionados podem ser altamente fraturados e brechados. Estruturas como estratificação cruzada de baixo ângulo nos flancos dos vulcões, e laminação paralela, podem ser equivocadamente interpretadas como produzidas por sistema deposicional. Estas semelhanças, por vezes, fazem uma distinção entre eles muito difícil e características extras são necessárias para definir se a rocha foi criada por processos sedimentares ou extrusivos.

3.2.1.6 Unidades Fontes (Parent Units)

Unidades fontes e/ou parentais são arenitos deposicionais submetidos a condições de sobrepressão passando por processos de liquefação, fluidização e remobilização de areia, e que serviram de reservatórios e condutos para os fluidos que formaram os injetoseproveram areia à rede de intrusões de arenito adjacentes, (Hurst et al., 2011).

A descrição de mudanças pós-deposicionais relacionada a remobilização de areia, as geometrias e as estruturas relacionadas a estes processos é um assunto esparsamente de publicações (Dixon et al., 1995; Obermeier, 1996; Hillier e Cosgrove, 2002; Duranti e Hurst, 2004; Surlyk et al., 2007). A maioria dos estudos destes processos vem de dados de subsuperfície, possivelmente devido à geometria externa prontamente identificável destes arenitos em grande escala usando dados sísmicos (Hurst et al., 2003a; Huuse et al., 2004; Szarawarska et al., 2010). Dados sísmicos podem revelar a geometria externa de arenitos deposicionais que foram modificados por injeção de areia (Hillier e Cosgrove, 2002; Jackson, 2007) (**Fig. 3.14**), no entanto, a interpretação de imagens sísmicas não é uma evidência definitiva de uma origem deposicional modificada e precisa ser calibrada por dados de furos de sondagem (Szarawarska et al., 2010).

A escassez de dados de afloramentos detalhados relevantes limita muito a interpretação de exemplos de subsuperfície (Hurst et al., 2011). Exemplos de afloramento de unidades fontes que são modificadas pela fluidização de areia são mostrados nas figuras **3.15** e **3.16**. Unidades fontes podem exibir características formadas por processos deposicionais e remobilização pós-deposicional de areia, formando um sistema interconectado de arenitos deposicionais modificados com

intrusões de arenito (Hurst et al., 2011). Os arenitos deposicionais lateralmente extensos comumente possuem degraus nas margens superior e inferior (**Fig. 3.15**). Muitos autores relatam superfícies superiores irregulares similares nos topos de arenitos deposicionais remobilizados (Obermeier, 1996; Fig. 12C; Hurst et al., 2007; Palladino et al., 2018). Superfícies erosivas convexas semelhantes às registradas nas superfícies superiores de soleiras e intrusões irregulares de arenito são comuns e podem produzir uma geometria em forma de cúpula ou em relevo. Geometrias em forma de cogumelo (**Fig. 3.16**) são comuns nas superfícies superiores de corpos de arenito lateralmente extensos modificados por processos de remobilização de areia (Surlyk et al., 2007).

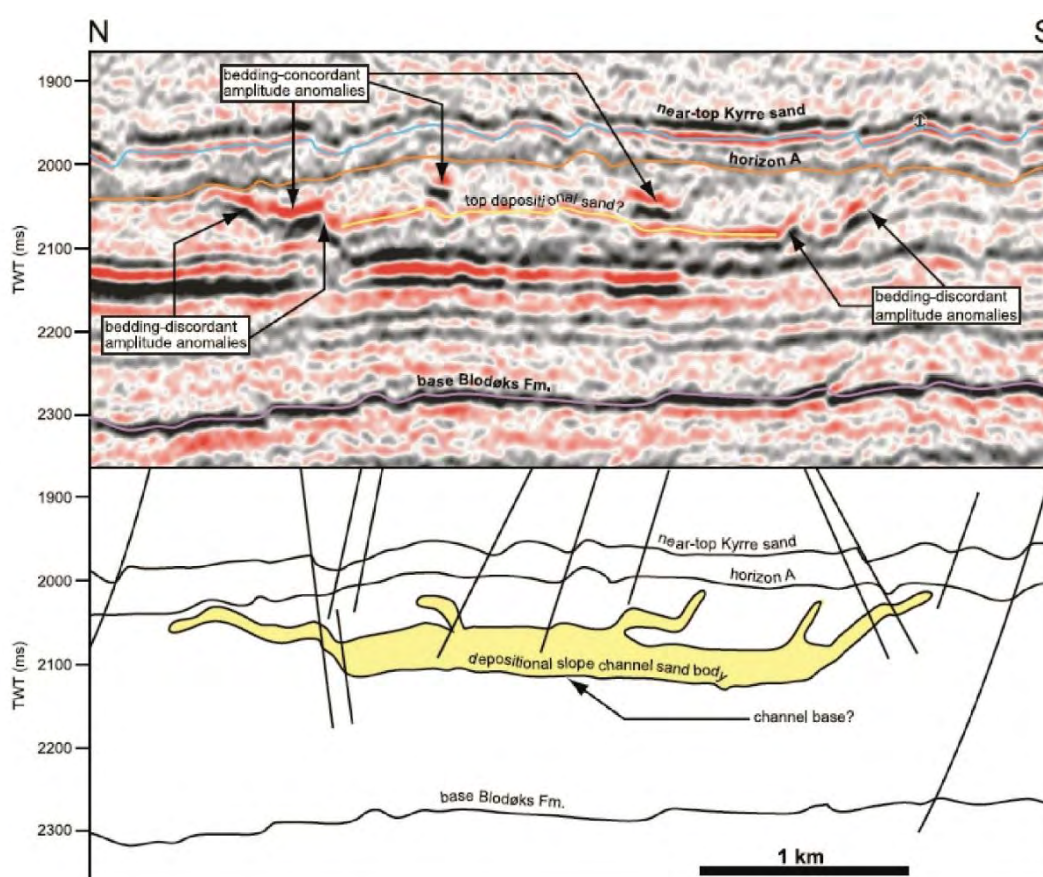


Figura 3.14 – Seção sísmica em sistemas deposicionais de Formação Kyrre do Cretáceo Superior (acima) e respectivas interpretações geológicas (abaixo) de um canal de talude submarino. Observe as anomalias de amplitude disconcordantes ao acamamento desenvolvidas adjacentes ao canal submarino (fonte: Jackson, 2007).

A remobilização de areia e fluidos dentro das unidades fontes induz mudanças nas estruturas deposicionais pré-existentes. A extensão da remobilização e injeção de areia depende das características físicas (tamanho de grão, volume de partículas de argila e angulosidade de grãos) dos arenitos antes da remobilização e da taxa e

duração do escape de líquido dos poros (Lowe, 1975). Comumente a deformação do acamadamento primário forma arenitos —“maciços” ou —“em estrutura” com uma fábrica caótica. Porém bandas (escala de 0,1 m) ou lâminas (escala de 0,01 m) normalmente concentradas próximas das paredes e margens superiores são comuns (**Fig. 3.16**). Essa transição de arenitos maciços para bandados registra a corrente fluidizada acelerando à medida que areia e fluidos se movem para cima, aumentando a interação no fluxo granular, e rearranjando e obliterando a fábrica deposicional original (Hurst et al., 2011). Conseqüentemente, arenitos não estruturados freqüentemente ocorrem na porção superior dos corpos em uma sequência de crescente intensidade de fluidização para cima durante um período de fuga generalizada de fluidos (Duranti& Hurst, 2004).

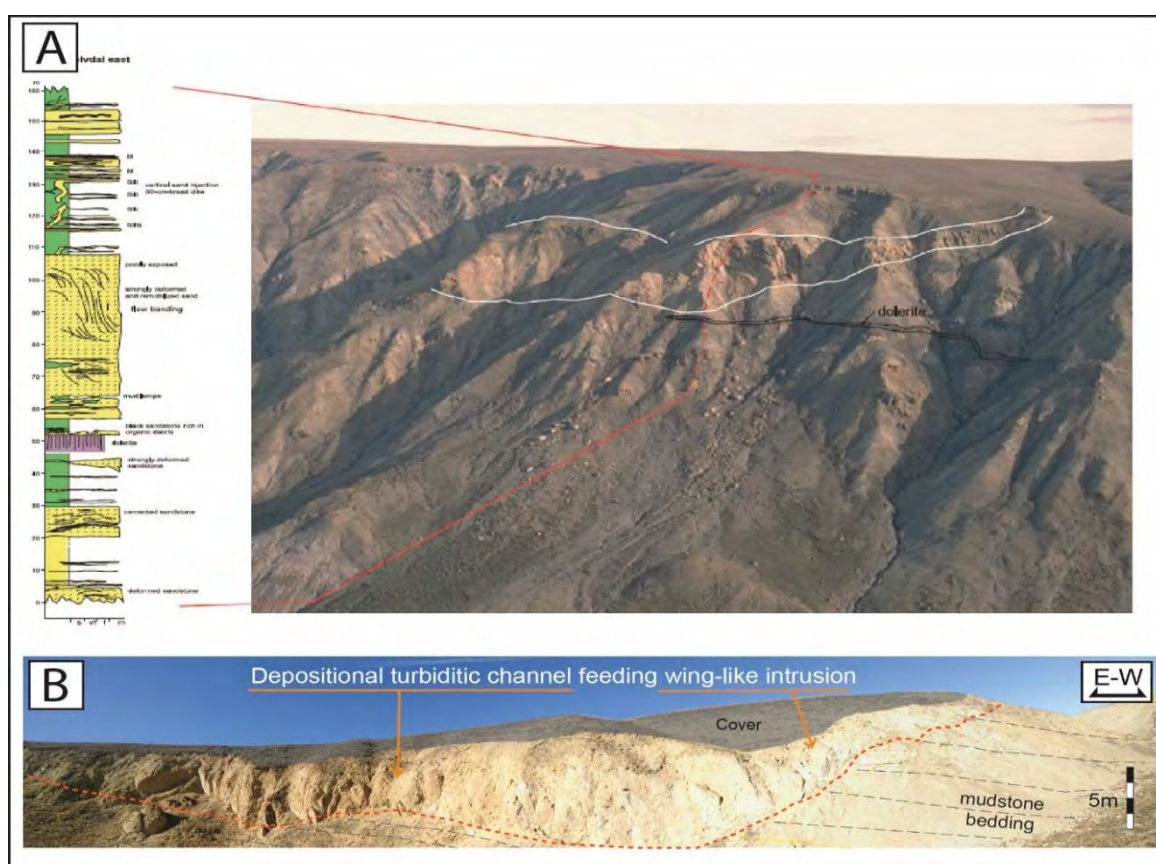


Figura 3.15 – Afloramento de unidades fontes deposicionais (*parent units*). A) Parede da montanha e seção medida (indicada pela linha tracejada vermelha) mostrando arenito fonte (50 m de espessura) intensamente deformado da Formação Hareelv, mostrando intrusão em forma de asa” (*wing-like intrusion*) desenvolvida à direita do afloramento (modificado de Surlyk et al., 2007). B) Canal turbidítico alimentando intrusão em asa em forma de asa discordante ao acamadamento de lamitos hospedeiros da Formação Kreyenhagen Shale, Califórnia (EUA) (Zvirtes et al., 2019).

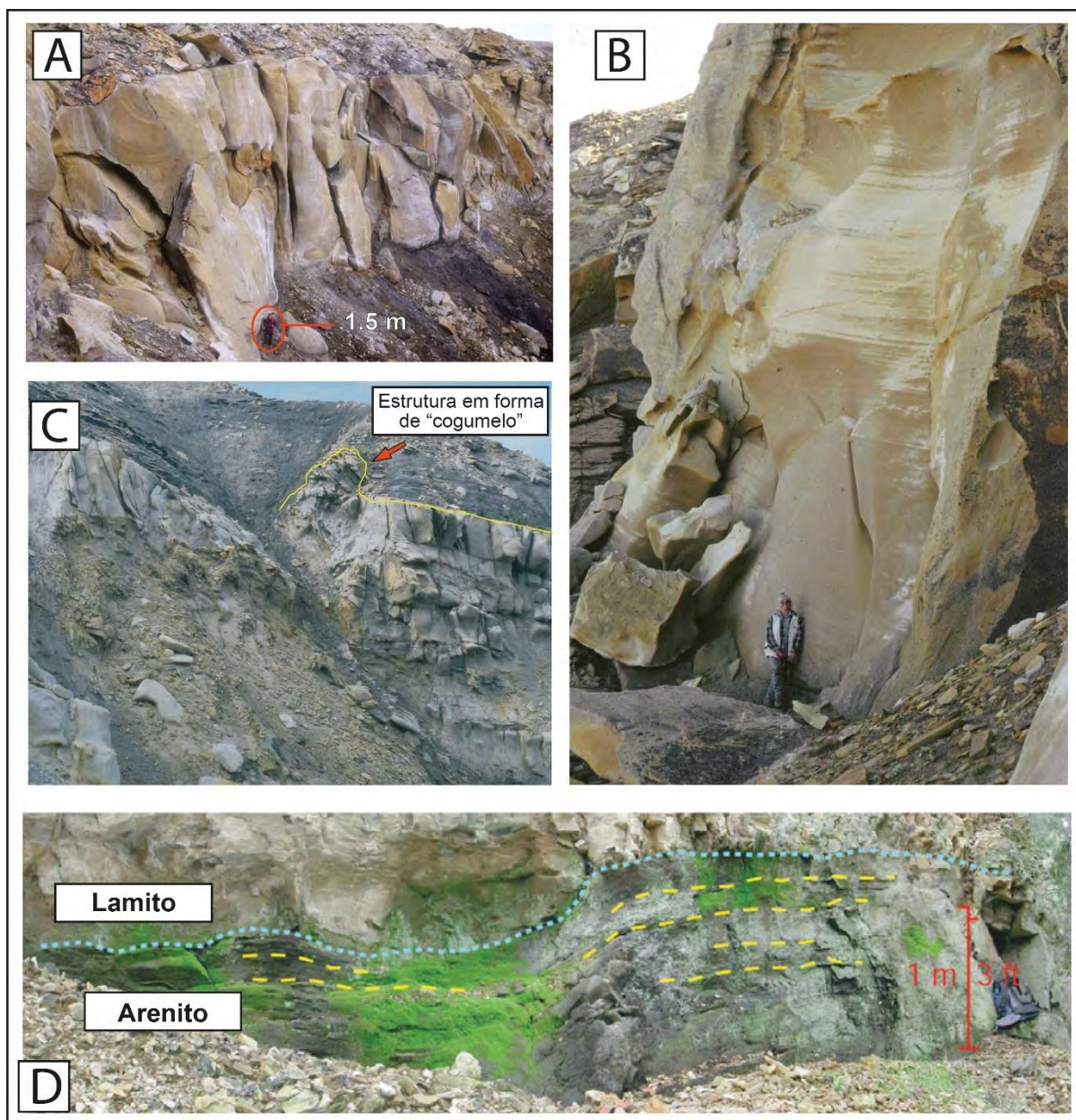


Figura 3.16 – Afloramentos de unidades fontes deposicionais. A) Arenito maciço, lateralmente extensivo com cerca de 15 m de espessura, com o topo de camada reto e irregular, e desníveis de até 1 m, Katedralen, Jameson Land (modificado de Surlyk et al., 2007); B) Corpo de arenito com mais de 15 m de espessura, apresentando bandamento de fluxo (modificado de Surlyk et al., 2007); C) Estrutura em cogumelos no topo de um arenito deposicional intensamente deformado. O penhasco é de aproximadamente 30 m de altura (modificado de Surlyk et al., 2007); D) Superfície erosiva convexa para cima (linha azul tracejada) no topo de arenito deposicional truncando o acamamento (linha amarela tracejada) em lamito sobrejacente. Santa Cruz, Califórnia (modificado de Hurst et al., 2007).

3.2.2 Geometria dos Complexos de Injeção de Areia

Injetitos de areia são cada vez mais descritos como uma característica comum em reservatórios de hidrocarbonetos, em particular em sistemas clásticos de águas profundas, onde eles são conhecidos por influenciar a distribuição e

recuperação de reservas formando expressivos reservatórios de hidrocarbonetos (Huuse et al., 2005; Huuse e Mickelson, 2004; Huuse et al., 2007; Hurst e Cartwright, 2007; Hurst et al., 2016). Complexos de injeção em larga escala podem constituir alvos para poços de exploração e desenvolvimento, fornecendo excelentes unidades de fluxo intra-reservatório que criam comunicação vertical e lateral em todo o campo petrolífero dentro de unidades de baixa permeabilidade (Hurst e Cartwright, 2007). Por essa razão, a compreensão da geometria das intrusões de arenito em grande escala e dos fatores envolvidos em sua formação é essencial, pois a intrusão de areia comumente modifica a geometria reservatórios deposicionais (e.g. Dixon et al., 1995; MacLeod et al. 1999; Bergslien, 2002).

Nas últimas décadas, a pesquisa sobre análises de subsuperfície de intrusões de larga escala expandiu-se usando técnicas de imagens sísmicas (e.g. MacLeod et al., 1999; Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 1999; Huuse e Mickelson, 2004; Shoulders e Cartwright, 2004). O uso de dados sísmicos integrados com dados de poços tubulares, quando disponíveis (Duranti et al., 2002; Duranti e Hurst, 2004), permitiu a identificação de uma variedade de intrusão de arenito que exhibe padrões geométricos similares ao de muitas intrusões ígneas que ocorrem na crosta superior (Polteau et al., 2008; Szarawarska, 2010). Este método revelou uma variedade de geometrias de arenito, tais como diques e soleiras planares e geometrias mais complexas formadas por intrusões compostas, incluindo intrusões cônicas (Huuse et al., 2005), intrusões em forma de pires (Hurst et al., 2003a; Polteau et al., 2008; Hurst e Vigorito, 2017), intrusões em forma de asa (Jackson et al., 2007; Jackson 2011) e intrusões crestais (Huuse et al., 2007) (**Figs. 3.17, 2.18 e 3.19**).

Algumas dessas estruturas possuem volumes suficientes de rocha com qualidade de reservatório para serem alvos de perfuração em campos de petróleo em desenvolvimento (MacLeod et al., 1999; Duranti et al., 2002a), incluindo deliberados alvos de exploração (Rawlinson et al., 2005 De Boer et al., 2007; Szarawarska et al., 2010; Hurst et al., 2016). Como os dados de reflexão sísmica raramente permitem que unidades litológicas com menos de 5 m sejam imageadas e tendem a não resolver a presença de feições íngremes (por exemplo, diques de arenito de alto ângulo) há uma limitação de quanto de um complexo de injeção de areia subsuperficial pode ser identificado e mapeado (Briedis et al., 2007). Portanto, os exemplos de afloramento de intrusões de arenito em larga escala são essenciais para entender a complexa organização arquitetônica do complexo de injeção no subsolo (Hurst et al., 2016).

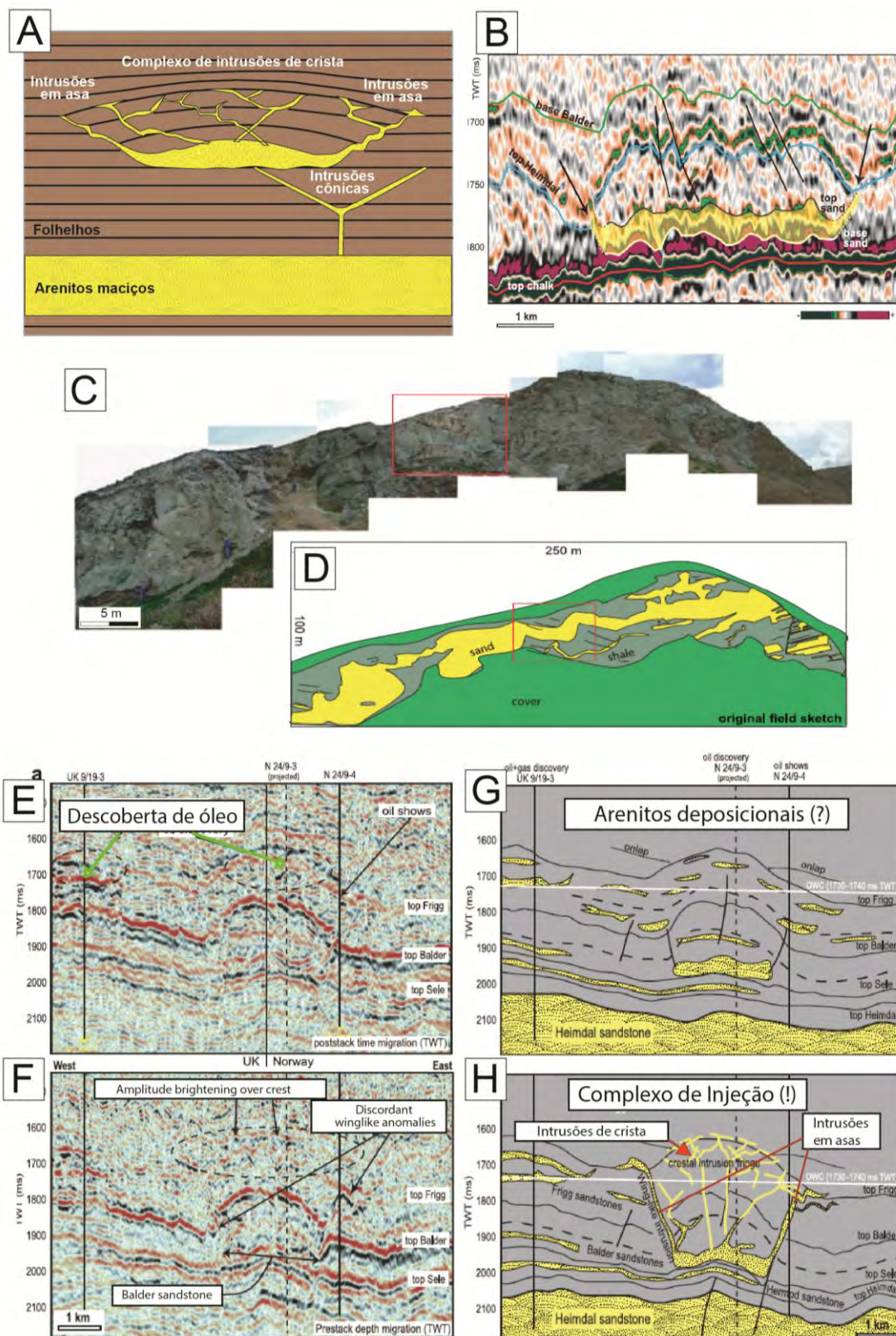


Figura 3.17 – A) Tipos de intrusões de arenito detectadas por dados sísmicos 3D em seqüência Paleógena do Mar do Norte, de acordo com Huuse et al., (2007). Diagrama esquemático baseado em dados da região de Moray Firth, Mar do Norte (Huuse et al.,

2005a). Tipo 1= intrusões em forma de asas (*wing-like intrusions*) adjacentes e acima de corpos de arenitos parentais concordantes; Tipo 2= intrusões cônicas; Tipo 3= complexo de "intrusão de crista" (*crestal intrusions*) B) Seção sísmica da parte central do campo de Grane mostrando reflexões semelhantes a asas que emanam da unidade principal do reservatório, a qual constitui a parte mais distal do arenito da Formação Heimdal no flanco leste do Graben Viking do Sul; C) Intrusões compostas de soleira e diques de arenito formando intrusão em forma de asa intrudindo lamitos biosilicosos intensamente fraturados do complexo de injeção Tumey, Califórnia. Os degraus têm vários metros de altura, com margens arredondadas pela erosão causada pelo fluxo turbulento durante a intrusão da areia (modificado de Huuse et al. 2007). E, F, G, H) Comparação de dados sísmicos através da descoberta do campo Gamma (N24 / 9-3) (Viking Graben Sul). Dados de poços sugerem que as anomalias semelhantes a asas observadas nos dados reprocessados correspondem a arenitos grossos de 30 a 40 metros de espessura, e que a amplitude mais clara no topo da Formação Frigg sobre a crista da estrutura corresponde a uma franja de intrusões crestais. Observe as diferenças entre as geometrias de corpo de areia e a conectividade vertical em o cenário de modelo deposicional (c) versus o cenário de injeção de areia (d). Modificado de Huuse et al. (2007).

3.2.2.1 Intrusões Cônicas

Intrusões de arenito cônicas são comumente detectadas em imagens sísmicas vistas como anomalias de amplitude em forma de "∇" que emanam para cima a partir de ápices distintos localizados alguns metros ou a mais de 1 km acima do corpo de areia fonte relacionado (Huuse et al., 2007). Descritos como areias injetadas com "formas em V", sua geometria implica que as injeções foram geradas a partir de um ponto de origem estreito representando o ápice das feições cônicas (e.g. Molyneux et al., 2002; Huuse e Mickelson, 2004; Huuse et al., 2004, 2007) (**Fig. 3.18**). As intrusões são discordantes ao longo da maior parte de sua extensão e podem chegar a 60 m de espessura, com mergulhos variando de 15 a 40°. Intrusões cônicas variam de 0,5 a 2 km de diâmetro (tipicamente <1 km e entre 50 e 300 m de altura com espessura calibrada de 10 a 50 m ou mais (Huuse et al., 2007). As intrusões de maior escala podem fornecer volumes de reservatórios significativos (Huuse e Mickelson, 2004; Huuse et al., 2005a), enquanto intrusões cônicas de pequena ou média escala podem fornecer caminhos eficientes de migração de fluido através de dezenas a centenas de metros (Hurst et al., 2003b; Løseth et al., 2003; Shoulders e Cartwright, 2004; Huuse et al., 2005a).

Intrusões cônicas de escala kilométrica descobertas no Mar do Norte são registradas como reflexões sísmicas discordantes em forma de V, comumente de alta amplitude (Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 2002; Huuse et al., 2003, 2004; Løseth et al., 2003; Huuse e Mickelson, 2004; Huuse et al., 2005a). Entretanto, em alguns exemplos, o termo "∇-shape" é usado devido ao exagero vertical melhorado dos perfis sísmicos, que, quando reescalados para 1:1,

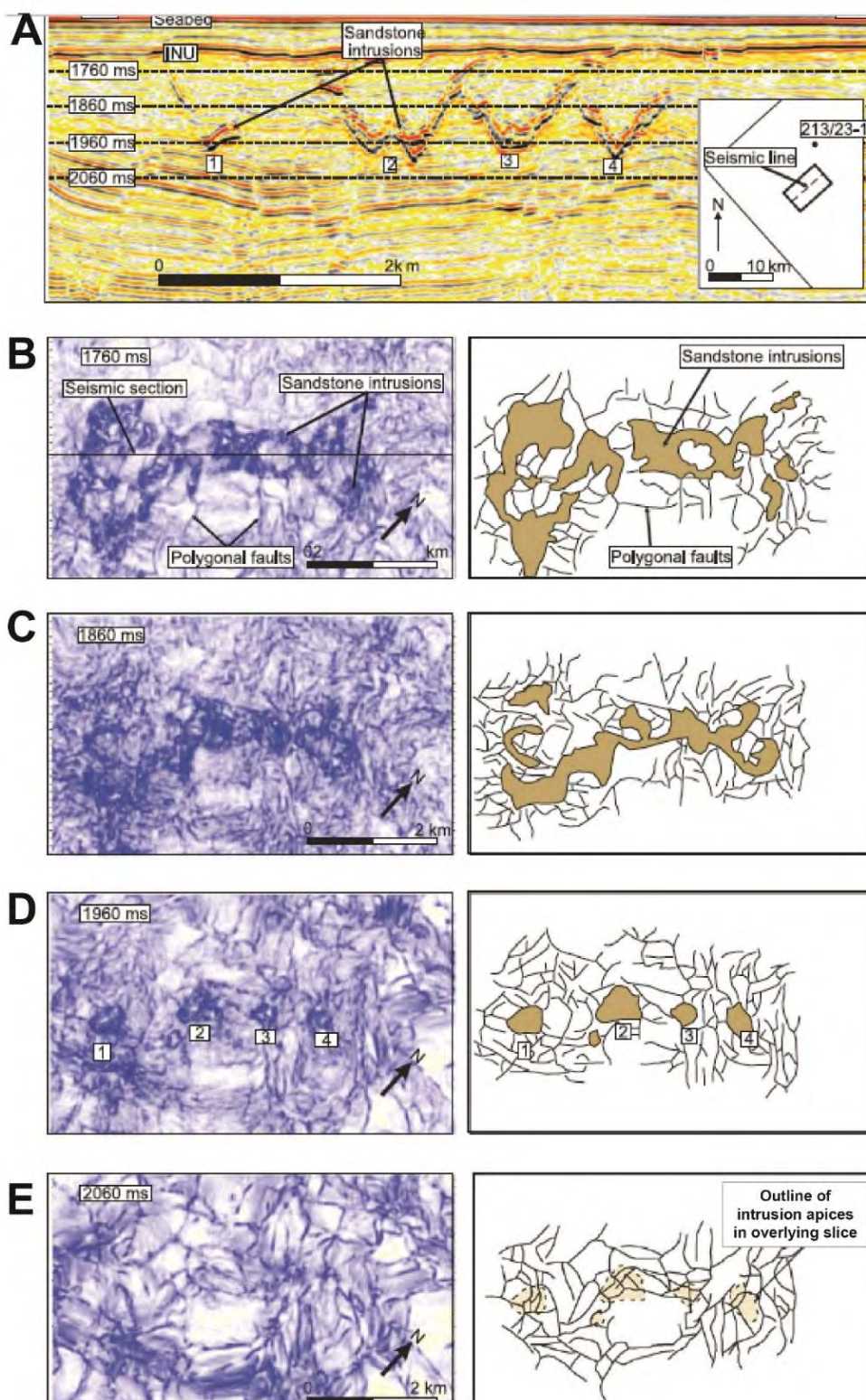


Figura 3.18 – Características sísmicas de intrusões cônicas de larga escala e sistemas de falhas poligonais na sucessão Eoceno-Oligoceno da Bacia de Faroe-Shetland (fonte: Huuse et al., 2007). A) Seção sísmica através de uma série de intrusões cônicas de arenito. Profundidades de fatias sísmicas de variação marcadas com linhas tracejadas; B–E) Fatias de variância em planta marcada a cada 100m através da seção com falhas poligonais contendo as intrusões de arenito com interpretação geológica à direita; D) Os ápices de intrusão estão intimamente relacionados a interseções de falhas; E) Nenhuma evidência de um sistema alimentador pode ser vista na seção com falhas poligonais abaixo das intrusões de arenito cônico.

revelam uma morfologia semelhante a um disco (Polteau et al., 2008), similares a intrusões em forma de pires. As reflexões são circulares a poligonais em planta, formando estruturas inversas cônicas à piramidais em 3-D. A formação de intrusões cônicas está intimamente associada à colocação de areia em sistemas de fraturas de falhas poligonais (Huuse et al., 2007). Intrusões cônicas exibem uma faixa de mergulhos semelhante ou ligeiramente mais acentuada do que intrusões em asas, mas são distintas por sua terminação descendente em um ponto bem definido ou ocasionalmente ápice linear, deixando pouco ou nenhum espaço para um corpo de areia concordante em sua base (Huuse et al., 2007). A verdadeira geometria das intrusões cônicas não é conhecida por causa das limitações da resolução sísmica e da falta de análogos afloramentos.

3.2.2.2 Intrusões em forma de asa (*wing-like intrusions*)

Os complexos de intrusão clástica em "forma de asa" podem representar alvos de exploração independentes devido ao seu alto potencial volumétrico e suas excelentes propriedades de reservatório (Jackson et al., 2011). No entanto, a exposição limitada em afloramentos e a insuficiente resolução sísmica e malha de poços em subsuperfície podem ser problemáticas para determinar a geometria tridimensional (3-D) dessa estrutura complexa. O termo "intrusões em forma de asa" (*wing-like intrusion*) foi usado pela primeira vez em intrusões de arenito, em soleiras com progressivo soerguimento lateral emanando de arenitos jurássicos na Formação Hareelv da Groenlândia Oriental (Surlyk, et al., 2007) (**Fig. 3.15**).

As intrusões em forma de asa são comumente compostas por um complexo de diques, soleiras e outras intrusões irregulares que emanam de uma unidade fonte (Fig. 2.19). Em subsuperfície elas foram relatadas pela primeira vez a partir dos flancos do campo petrolífero de Alba, no Mar do Norte (Lonergan e Cartwright, 1999; MacLeod et al., 1999), onde as reflexões em forma de asa que emanam da borda do corpo principal de areia foram calibradas por poços piloto e de produção. Os dados revelaram a existência de intrusões de arenito inclinadas com dezenas de metros de espessura, com excelentes propriedades de reservatório, resultando em alguns dos melhores produtores no campo de petróleo de Alba (Huuse et al., 2007).

Em subsuperfície, as intrusões de arenito em forma de asa são visualizadas como anomalias sísmicas quase concordantes à discordantes que emanam dos lados e, às vezes, das cristas de corpos de areia concordantes com margens

íngremes (**Figs. 3.17 e 3.19**), que podem ser de origem deposicional ou intrusiva (Huuse et al., 2007). Segmentos individuais destas intrusões podem ter até 50 m de espessura e comumente intrudem verticalmente cerca de 100–250 m ou mais de seção de lamitos ao longo da borda do corpo de areia original, em ângulos de inclinação entre 10 e 35° (Jackson, 2011). A distância lateral do corpo de areia original pode ser superior a 1 km ao incluir a ponta mais distal dos segmentos concordantes da asa. As intrusões em asa podem se formar independentemente de estruturas pré-existentes, mas geralmente exploram sistemas de falhas e fraturas poligonais nos estratos encaixantes (Jackson et al., 2011). Os ângulos reais de intrusão das asas são geralmente atenuados em ângulos mais baixos do que as intrusões originais, dependendo do estado de compactação no momento da intrusão e durante o soterramento. Huuse et al., 2007 relatam que as inclinações atuais das asas no campo de Alba, por exemplo, são tipicamente da ordem de 10 a 35°. Eles sugerem que os ângulos originais de intrusões semelhantes à asas poderiam ter sido um pouco mais íngremes, talvez até 60°.

Estudando a geometria de intrusões em asa adjacentes a um complexo de canais de águas profunda, dados de reflexão sísmica 3D de alta qualidade da costa da Noruega na Bacia do Mar do Norte, Jackson et al., (2011) definiram três estilos de intrusões associadas a asas. Diques sem soleiras nas extremidades superiores (tipo 1), diques que se tornam soleiras nas extremidades superiores (tipo 2) e —soleiras escalonadas” que consistem em soleiras e diques interconectados (tipo 3). Esses autores salientam que esses estilos diferentes podem coexistir lateralmente e interseccionar um ao outro, produzindo configurações extremamente complexas. Em afloramento, intrusões em asa dominada por diques relativamente íngremes (Hubbard et al., 2007; Huuse et al., 2007; Surlyk et al., 2007), dominada por soleitas de baixo ângulo, ou soleiras escalonadas foram descritas (Parize e Friès, 2003; Parize et al., 2007a, b;). Esses estudos demonstram que os complexos de intrusão em asa exibem mergulhos variáveis, podem atingir várias dezenas de metros de espessura e se estender até 2 km lateralmente e várias centenas de metros verticalmente do corpo de areia de origem (Jackson et al., 2011).

Vários estudos indicaram que a remobilização e injeção de areia podem influenciar a arquitetura, distribuição e a conectividade de reservatórios e suas propriedades petrofísicas (e.g. porosidade e permeabilidade) (Jensen et al., 1993; Dixon et al., 1995; Lonergan e Cartwright, 1999; Bergslien, 2002; Duranti et al., 2002; Briedis et al., 2007; de Boer et al., 2007). Portanto, o desenvolvimento de

intrusões clásticas em forma de asa demonstrou ter implicações profundas na exploração e produção de hidrocarbonetos em corpos de areia em águas profundas (Lonergan et al., 2000; Hurst e Cartwright, 2007).

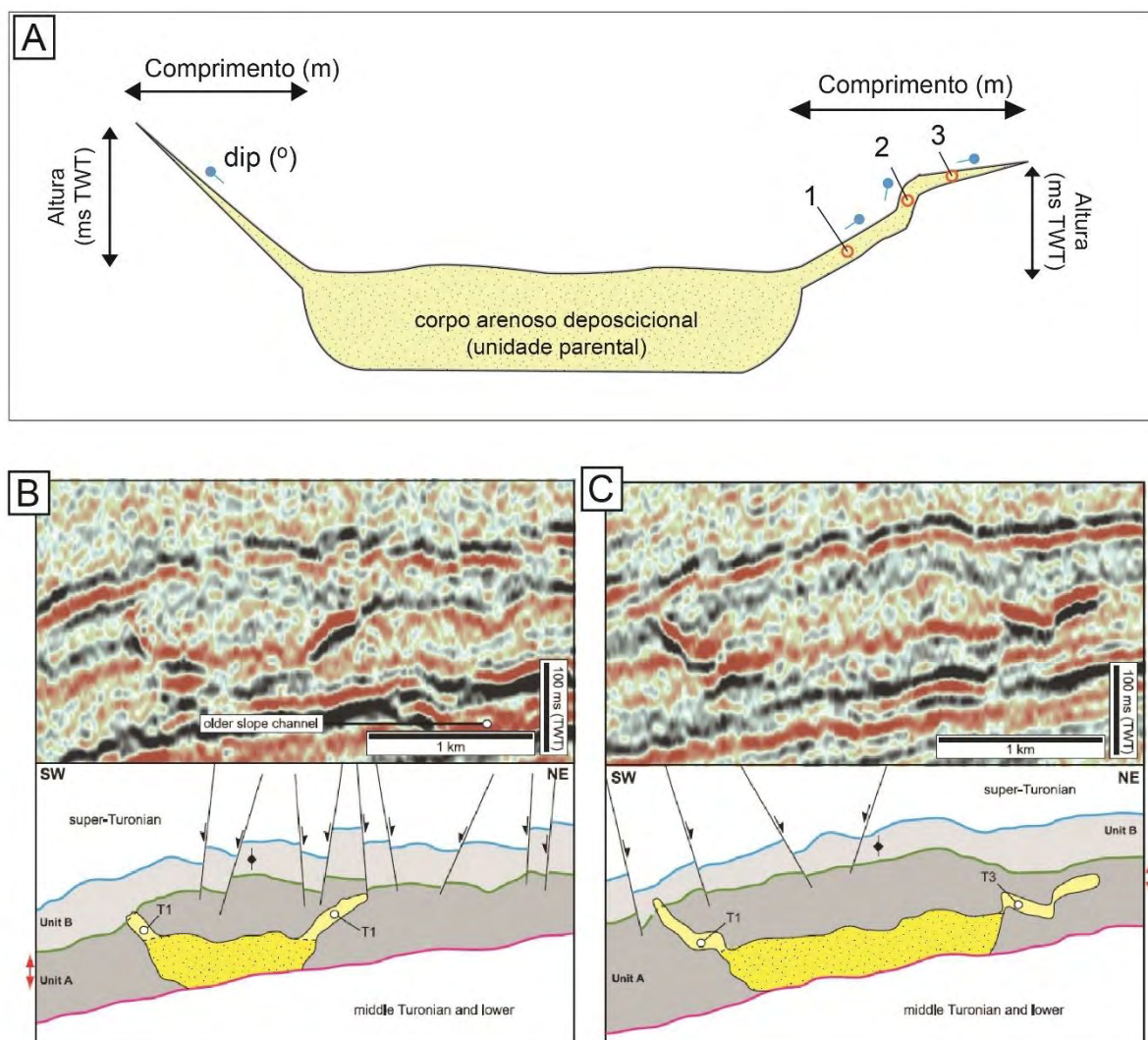


Figura 3.19 – A) Diagrama indicando os principais parâmetros geométricos associados a intrusões clásticas em forma de asa. Na margem esquerda, dique relativamente simples que não possui soleira superior. Na margem direita, intrusão clástica mais complexa que consiste em segmentos de dique de mergulhos variáveis (rotulados 1 e 2) e que passam para um segmento de soleira superior (rotulado 3). TWT = tempo de viagem de duas vias. (Modificado de Jackson et al., 2011); B,C) Seções geosísmicas correspondentes, ilustrando a variabilidade na geometria de intrusões clásticas em asas adjacentes a um canal de talude marinho (unidade parental); B) Em ambas as margens do canal, ambos diques não possuem soleiras superiores desenvolvidas; C) Na margem sudoeste, um dique sem soleira superior é desenvolvido, enquanto na margem nordeste, ocorre desenvolvimento de soleira de baixo ângulo. (Modificado de Jackson et al., 2011).

3.2.2.3 Intrusões de Crista (*Crestal intrusions*)

Complexos de intrusão de crista compreendem redes de intrusões localizadas acima de corpos de areia fontes mais expressivos (**Fig. 3.17a**). Essas intrusões são muito finas ou geometricamente complexas para serem bem visualizadas por dados sísmicos. No Mar do Norte, intrusões de pequena escala são frequentemente encontradas em testemunhos de sondagem de poços, algumas centenas de metros acima de acúmulos maciços de arenito (Newman et al., 1993; Dixon et al., 1995; Lonergan et al., 2000; Bergslien, 2002; Duranti et al., 2002; Purvis et al., 2002; Duranti e Hurst, 2004). Apesar da pequena escala de intrusões de componentes, intrusões de crista constituem um componente volumétrico importante do reservatório em muitas descobertas de petróleo. Além disso elas podem fornecer conectividade vertical entre reservatórios estratigraficamente separados (Dixon et al., 1995; Lonergan et al., 2000). As intrusões são tipicamente de escala de centímetros à metros, e uma grande variedade de estilos intrusivos tem sido observada em testemunhos, variando de diques e soleiras planas a clastos de lamito pervasivamente fraturados e intrudidos (Duranti et al., 2002). Um análogo de afloramento desse tipo de intrusão pode ser encontrado nas serras de Panoche Hills, no centro da Califórnia, onde intrusões planares com alguns metros de espessura atravessam várias centenas de metros de lamitos acima de corpos massivos de arenito (Smyers e Peterson, 1971; Schwartz et al., 2003; Vigorito et al., 2008; Scott et al., 2013).

3.2.2.4 Intrusões em forma de pires (*saucer-shaped intrusions*)

Intrusões ígneas e clásticas representam os melhores exemplos naturais de intrusões em forma de pires (*saucer-shaped intrusions*) que estão intimamente relacionadas ao magmatismo ou a injeções de areia em bacias sedimentares (**Fig. 3.20**). Os pires ígneos podem atuar como reservatórios e barreiras de água, afetar as vias de maturação e migração de hidrocarbonetos e representar alvos promissores para a exploração de petróleo (Schutter, 2003). Da mesma forma, pires de injeção clástica podem formar reservatórios de hidrocarbonetos ou vias de alta porosidade para migração de fluidos (Dixon et al., 1995; Jonk, 2010).

Intrusões em forma de pires são características de muitos corpos intrusivos e podem constituir o principal alvo da perfuração de exploração e desenvolvimento (Hurst e Vigorito, 2017). São comuns em bacias sedimentares, como por exemplo nas bacias do Mar do Norte e afloramentos do Complexo Gigante de Injeção

Panoche na Bacia de San Joaquin, Califórnia (Hurst et al., 2016). As intrusões possuem diâmetros que variam de alguns metros a alguns quilômetros e podem atingir alturas de até 300 m (Lonergan et al., 2000a; Huuse e Mikelson, 2004; Huuse et al., 2005).

Com base em padrões geométricos, as intrusões em forma de pires são divididas em três elementos distintos (Chevallier e Woodford, 1999): (1) uma soleira interna sub-horizontal formando a base da estrutura; (2) uma intrusão inclinada de mergulho acentuado que atravessando a estratificação; e (3) uma soleira externa sub-horizontal (**Fig. 3.20a**). A soleira interna sub-horizontal forma a base do pires. As intrusões inclinadas são formadas por intrusões em forma de asa que geralmente mergulham para em ângulos de 20 a 40° (Lonergan et al., 2000; Duranti et al., 2002 ou estimadas 45 a 60° antes da compactação (MacLeod et al., 1999; Jolly e Lonergan, 2002).

Perfis sísmicos e afloramentos mostram que as intrusões em forma de pires atravessam os estratos sedimentares horizontais e criam um domo local associados ao soerguimento dos estratos acima das intrusões em pires (e.g. Lonergan et al., 2000a; Molyneux et al., 2002; Hurst et al., 2003a; Huuse e Mikelson, 2004; Hurst et al., 2015) (**Fig. 3.20c, d, g**). Como apenas as maiores intrusões de baixo ângulo à são identificadas nos dados sísmicos, os análogos de afloramento têm o potencial de adicionar opções de interpretação e, mais significativamente, têm influência substancial nas estimativas de reserva (Hurst e Vigorito, 2017). Os afloramentos revelam que a geometria do pires ou parte do pires (asa) é comum à maioria das intrusões de arenito de baixo ângulo e algumas unidades fontes. Essa geometria intrusiva geralmente mostra volumes de reservatórios altamente conectados por redes de diques de baixo e alto ângulo. Essas características são comumente identificadas nos campos de petróleo do Mar do Norte e geralmente ocorrem associados a outras geometrias, como intrusões cônicas, por exemplo. Um exemplo é o campo Volund, que parece compreender várias intrusões parcialmente completas em forma de pires (Hurst et al., 2015) (**Fig. 3.20d**). Em afloramento, exposições de escala sísmica de uma intrusão em forma de pires do Complexo Gigante de Injeção Panoche mostra uma intrusão composta de diques e soleiras cortando 170 m de arenito do encaixante, e soerguendo os estratos subjacentes (**Fig. 3.20b, c**). A aquisição e a interpretação de dados sísmicos (MacLeod et al., 1999; McHugo et al., 2003) do campo de Alba (Reino Unido), combinados com a avaliação testemunhos de poços (Duranti et al., 2002) durante a perfuração de

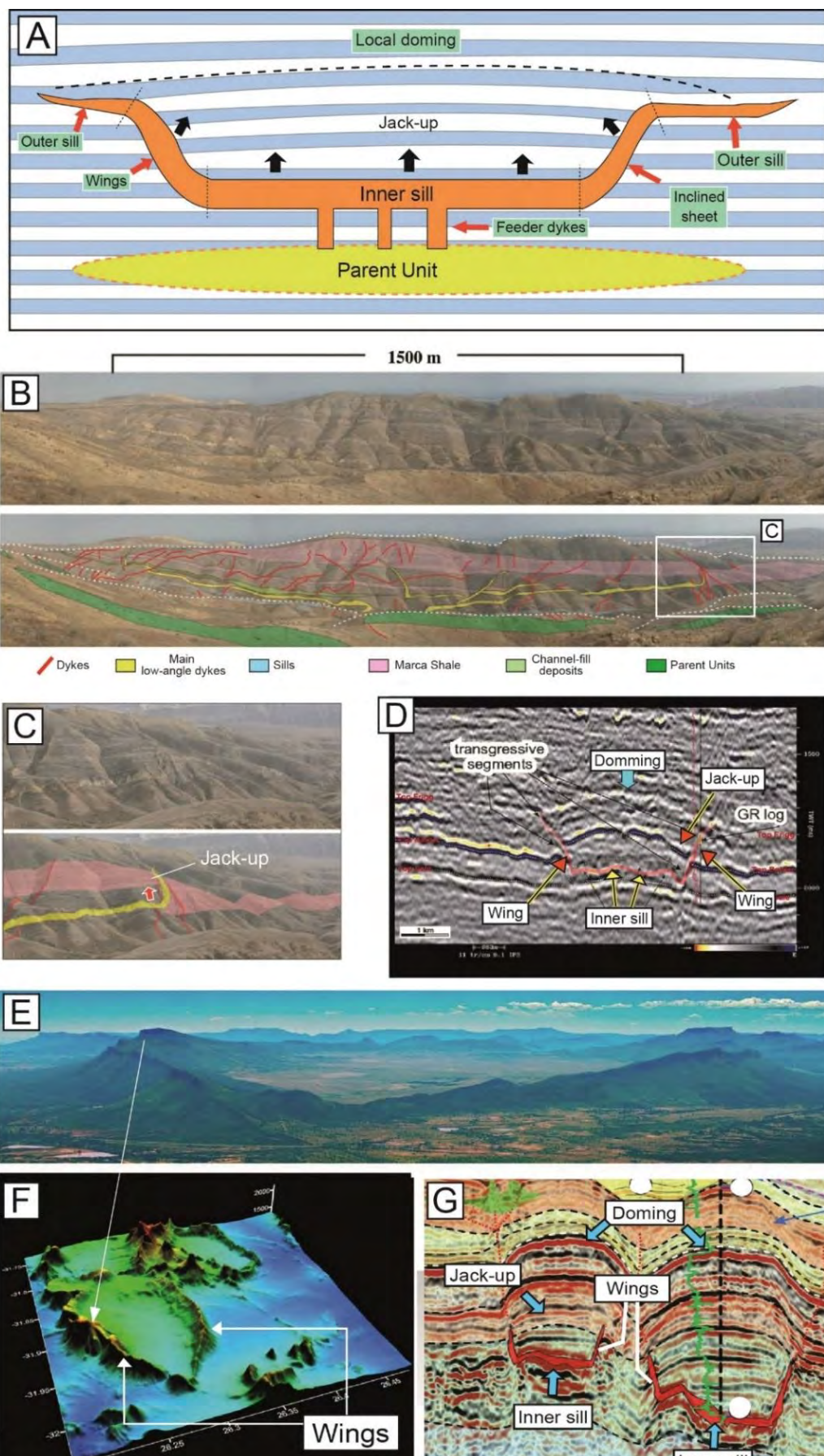


Figura 3.20 – Exemplos de intrusões clásticas e magmáticas em forma de pires (*saucer-shaped intrusions*). A) Representação esquemática da arquitetura geral e terminologia correspondente das intrusões em forma de pires; B) Exposição e interpretação de uma

intrusão de arenito em forma de pires (amarelo) do complexo de injeção gigante de Panoche, na Califórnia Central. A intrusão é composta e cortada por diques (vermelho); apenas as principais intrusões são mostradas. Unidades parentais representadas em verde. (Modificado de Hurst et al., 2015); C) Detalhe da asa da intrusão em forma de pires exibindo o soerguimento e deslocamento de estratos hospedeiros (*jack-up*) na porção à direita do afloramento (Modificado de Hurst et al., 2015); D) Imagem sísmica de uma intrusão clástica em forma de pires do campo de Volund no Mar do Norte e refletores sísmicos transversais em forma de asa emanando de suas margens (Huuse et al., 2004); E) Imagem da soleira ígnea do Golden Valley, na África do Sul, com cerca de 10 km de diâmetro, formando geometria em forma de pires (Galland et al., 2009; Polteau et al., 2008); F) modelo digital 3D de elevação do soleira do Golden Valley; G) Imagem sísmica de uma intrusão ígnea em forma de pires na Nova Zelândia (modificada de Bishop, 2018). Observe as características geométricas semelhantes entre as intrusões clásticas da figura D) e ígneas, da figura G).

desenvolvimento, foram a primeira integração rigorosa de dados que identificaram e racionalizaram a existência de grande escala de intrusões de arenito com pires empilhados associados à canais turbidíticos com estruturas formadas por fluidização da areia (Hurst e Vigorito, 2017). É provável que o campo de Alba tenha muito em comum com a arquitetura de intrusão na parte sul do complexo Panoch.

3.3. Mecanismos e Processos e intrusões de areia

Injetitos de areia são uma classe comum de estrutura de deformação de sedimentos inconsolidados (*soft-sedimentdeformation*) (Shoulder et al., 2007). Remobilização de sedimentos em subsuperfície e processos de fluxo de fluido e seus produtos estão sendo cada vez mais reconhecidos como componentes dinâmicos significativos em bacias sedimentares (Huuse et al., 2010). Os injetitos se formam devido ao fluxo fluidizado de fluidos e sedimentos através de estratos de alta permeabilidade confinados a sedimentos de alta permeabilidade com baixo estresse horizontal efetivo e cimentação desprezível. Assim, a formação de injetitos ricos em areia é restrita ao primeiro quilômetro de soterramento (<1,5 Km), onde sedimentos ricos em areia são propensos a fluidização e sedimentos ricos em argila são geralmente mais coesos e podem fraturar hidráulicamente (Jonk, 2010).

Embora os processos que causam a formação de intrusões de areia ainda sejam um debate contínuo (e.g. Jenkins, 1930; Swarbrick e Osborne, 1998; Surlyk e Noe-Nygaard, 2001; Jolly e Lonergan, 2002, Duranti e Hurst, 2004; Cartwright, 2007; Vigorito e Hurst, 2010;) os processos e mecanismos gerais que levam ao desenvolvimento de injeções de areia são bem conhecidos, como: (1) elevação da pressão dos poros que leva a condições de sobrepressão, (2) fraturamentohidraulico

ou tectônico dos estratos de selantes, (3) fluidização e remobilização de unidades deposicionais, e (4) injeção nas rochas encaixantes fraturadas (Hurst et al., 2011). Nas seções seguintes, são descritos os principais processos e mecanismos necessários para a remobilização da areia e injeção em unidades encaixantes.

3.3.1 Remobilização e injeção de sedimentos

Para entender a formação de injetitos, devemos nos basear nos princípios gerais de deformação e remobilização de sedimentos não consolidados e nos princípios relacionados à mecânica dos fluidos e aos processos de sobrepressão. A remobilização e injeção de sedimentos ricos em areia requer a transformação de um depósito arenoso em estado sólido para um estado líquido, com a remobilização e injeção desta areia nas rochas circundantes (Jonk, 2003). O aumento da pressão de fluidos nos poros pode causar perda de resistência mecânica dos sedimentos, levando à formação de uma ampla gama de estruturas de deformação. As condições que podem levar à ocorrência desses fenômenos ocorrem em uma ampla variedade de ambientes e circunstâncias, especialmente em sedimentos não consolidados saturados em água (Jonk, 2003).

3.3.1.1 Liquefação

O termo "liquefação" foi definido por Yound (1973) como a "transformação de um material granular de um estado sólido para um estado liquefeito como consequência do aumento de água nos poros". O termo geral abrange fenômenos relacionados, porém distintos. Lowe (1975) associa a formação de estruturas deformacionais sin-sedimentares a processos de escape de água durante a —consolidação” (definida como a expulsão do excesso de água dos poros coexistente com a compactação do sedimento). A liquefação ocorre quando os grãos não são mais suportados pelo atrito intergranular, mas são momentaneamente suspensos pelo fluido dos poros.

Lowe (1975) define que a liquefação ocorre quando um sedimento em condição metaestável ou não consolidado experimenta uma súbita perda de resistência ao cisalhamento associada ao colapso da estrutura de grãos e um rápido mas temporário aumento na pressão do fluido de poros, transformando um sedimento suportado por grãos em uma suspensão transitória suportada por fluidos. A liquefação tende a conduzir o fluido dos poros para cima e inicia a fluidização

localizada da areia (Obermeier, 1996; Hurst et al., 2003a). Os mecanismos responsáveis pelo movimento ascendente dos fluidos dos poros são: 1) altas pressões de fluidos dos poros no sedimento liquefeito que direcionam os fluidos para a superfície e; 2) o reassentamento de grãos em configurações mais compactadas que deslocam os fluidos de poros para cima (Leeder, 1982). Em geral, o fluxo de fluido e as altas pressões se dissipam rapidamente e a trama suportada por grãos é restabelecida, com a (re) deposição geral começando na base da camada liquefeita e progredindo para cima até que toda a massa seja novamente suportada por grãos. Para a liquefação, não é necessário um influxo de fluido nos poros, nem uma mudança de volume do depósito (Allen, 1984).

Quando a areia liquefeita é sobreposta por camadas de baixa permeabilidade, a taxa de escape de fluido é reduzida e o excesso de fluidos começa a se acumular abaixo da camada de baixa permeabilidade. Se a pressão do fluido dos poros exceder o gradiente de fratura na camada adjacente, o hidrofraturamento da camada ocorre, causando migração de fluidos e areia (Obermeier, 1996; Jonk, 2010). A liquefação de areia é comumente causada por cisalhamento induzido sismicamente e associada a injeção e extrusão de areia (Obermeier, 1996). Mudanças de pressão também podem ser promovidas através de sobrecarga repentina causadas por ondas de tempestade (Hildebrandt e Egenhoff, 2007) ou por densas correntes de turbidez (Leeder, 1982) e são inferidas como possíveis mecanismos para induzir liquefação. Ambos os mecanismos não requerem uma fonte externa de fluido e representam liquefação in situ dentro de um volume de referência fechado (Owen, 1996).

Depósitos de areia e silte levemente compactados, não consolidados e homogêneos são os sedimentos mais propensos a serem liquefeitos (**Fig. 3.21**). Sedimentos mais finos do que o limite inferior dos sedimentos potencialmente liquidificáveis apenas raramente sofrem liquefação. Mesmo a pequena quantidade de argila pode ser suficiente para diminuir drasticamente o potencial de liquefação (Obermeier, 1996a). A trama dos grãos também influencia profundamente a suscetibilidade à liquefação; a mesma areia pode passar de altamente suscetível a liquidificação à não facilmente suscetível apenas pela mudança de trama sedimentar (Obermeier 1996a). Dessa forma, o potencial de liquefação diminui com o aumento da idade ou profundidade do sedimento, uma vez que o grau de compactação tende a aumentar com o tempo (soterramento). Os grãos de areia começam a fluidizar

somente quando o movimento ascendente do fluido poroso é superior à velocidade mínima de fluidização (**Fig. 3.22**).

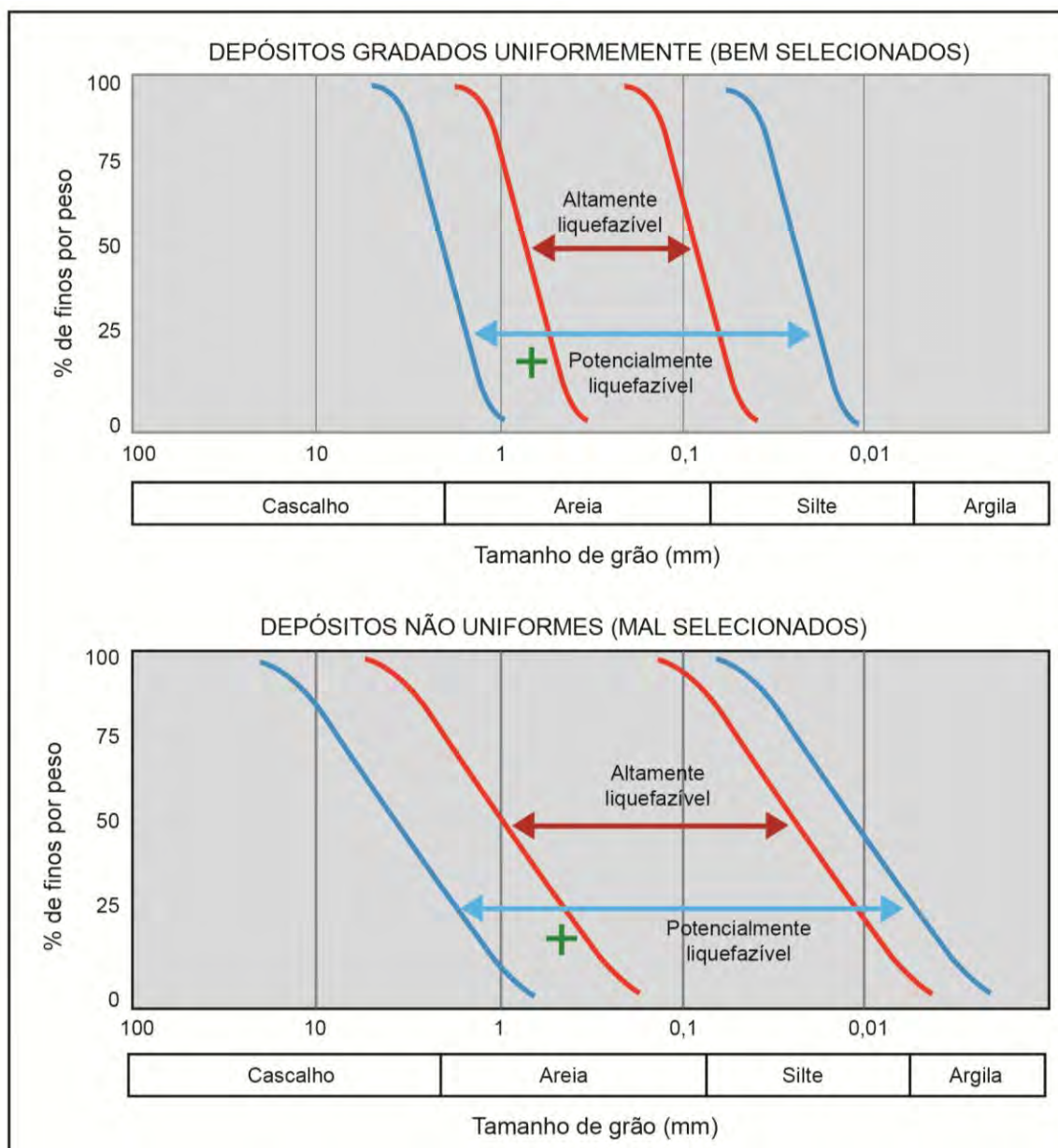


Figura 3.21 – Diagramas mostrando a granulometria mais suscetível à liquefação; a cruz verde mostra o tamanho de grão mais grosso que pode desenvolver liquefação sem a ocorrência de uma cobertura confinante. Modificado de Obermeier (1996).

3.3.1.2 Fluidização

A fluidização é considerada o principal processo responsável pela injeção de areia em fraturas hidráulicas (Duranti e Hurst, 2004; Gallo e Woods, 2004). Esse processo forma-se pela suspensão dos grãos pelas forças de arrasto transmitidas pelo fluxo ascendente de fluidos. Fluidização ocorre quando um fluido que percola um agregado granular exerce força de arrasto suficiente para levantar ou suspender

os grãos contra a força da gravidade (Lowe, 1975). À medida que a velocidade do fluxo do fluido aumenta, é atingido um valor crítico onde a força da gravidade é contrabalançada pela força de arrasto do fluido; essa velocidade é a velocidade mínima de fluidização (Lowe, 1975). Excedendo essa velocidade, a camada se expande, a porosidade aumenta e a rede de sedimentos pode ser completamente suspensa e o sedimento é considerado fluidizado (**Fig. 3.22**). A fluidização completa ocorre quando todos os grãos de diferentes tamanhos e/ou densidades são fluidizados. Se a pressão do fluido dos poros exceder o gradiente de fratura dos estratos adjacentes, ocorre fraturamento hidráulico destas camadas, causando remobilização de areia e fluidos para a superfície (Obermeier, 1996).

Na ausência de forças coesivas intergranulares, e se a estrutura de grãos estiver livre para expandir, a velocidade mínima de fluidização (V_{mf}) para uma camada de esferas de tamanho uniforme pode ser aproximada pela equação:

$$V_{mf} = (0,00081 (\rho_s - \rho_f)) d^2 g / \mu \quad (1)$$

onde g é a aceleração devida à gravidade, d é o diâmetro médio das partículas (mm), ρ_s e ρ_f são as densidades das fases sólida e fluida, respectivamente, e μ é a viscosidade dinâmica do fluido. Como a equação (1) foi estabelecida para partículas nas quais predomina o arrasto viscoso, ela é precisa apenas para grãos com menos de 1,2 mm de diâmetro, embora possa geralmente ser aplicada à maioria dos materiais na faixa de tamanho de areia. O V_{mf} para areias de grão fino a médio é estimado em 0,001 ms⁻¹ (Lowe, 1975) e 0,01 ms⁻¹ (Duranti e Hurst, 2004). Esses valores são velocidades mínimas de fluxo quando a fluidização começa e podem representar a velocidade de fluxo para estruturas de drenagem de fluidos em pequena escala (Lowe, 1975). Por outro lado, é provável que a injeção de areia em larga escala exija velocidades de fluidização muito mais altas (Hurst et al., 2011).

O diagrama da figura **3.22** mostra uma velocidade mínima generalizada de fluidização *versus* curva de tamanho de grão, mostrando que as areias de granulação fina a médias são mais facilmente fluidizadas (Lowe, 1975). Areias e cascalho de granulação grossa oferecem uma resistência de massa relativamente grande para fluidizar, enquanto forças coesivas entre os grãos se tornam importantes para partículas do tamanho de argila. A seleção de grãos tem um efeito significativo no curso da fluidização (Kunii e Levenspiel, 1969). Se a distribuição de tamanho for relativamente suave em torno de um único diâmetro médio, esse diâmetro poderá

ser usado com precisão razoável na equação (1). Se um sedimento polimodal é fluidizado, no entanto, a equação (1) não pode ser usada para prever a velocidade mínima de fluidização. É provável que um sedimento fortemente bimodal mostre fluidização da população de partículas menores dentro dos poros dos grãos maiores não perturbados. Assim, argila ou silte podem ser fluidizados e elutriados dentro dos poros de areia mais grossa ou de seixos enquanto a estrutura geral de grãos permanece intacta. Esse tipo de fluidização é chamado de fluidização parcial. Para um tratamento detalhado dos diferentes regimes de fluidização, o leitor é pode encontrar em Allen (1982), volume II, capítulo 8.

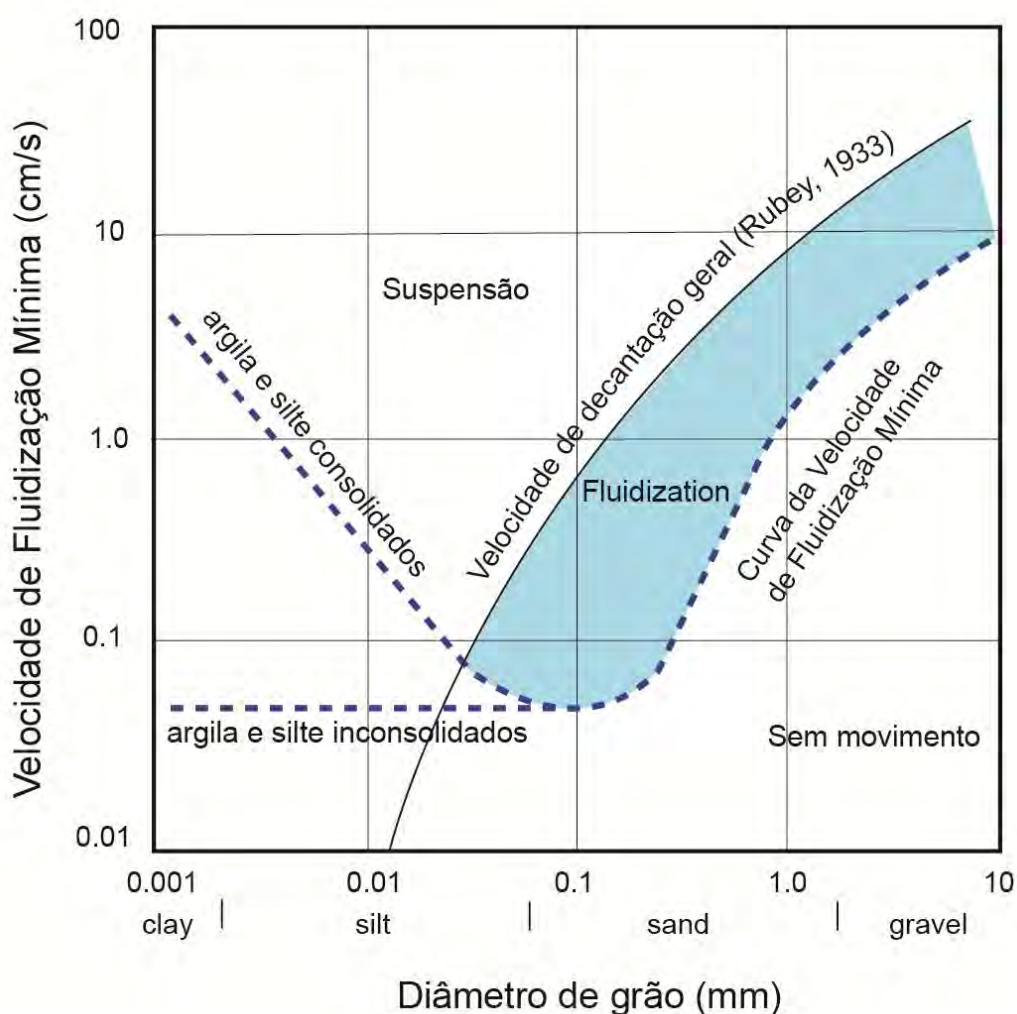


Figura 3.22 – Curva de velocidade de fluidização mínima e faixa de fluidização de sedimentos (área azul) em função do tamanho do grão de sedimento (Lowe, 1975). Os cálculos assumem esferas de quartzo uniformes e água como meio de fluidização. Sedimentos de tamanho de grão abaixo de 0,05 mm exibem resistência coesiva significativa à fluidização, que provavelmente aumenta com a diminuição do tamanho dos grãos e com o aumento do grau de compactação. A fluidização de areia e cascalho é dominada pela resistência inercial.

3.3.1.3 Mecanismos de deformação e comportamento fluido-dinâmico

Para um material que normalmente se comporta como um sólido exiba um comportamento semelhante ao de um líquido, é necessário que algum processo denominado por Owen (1987) como mecanismo de deformação ocorra. Em outras palavras, "um mecanismo cuja ação permite que a deformação ocorra". Lowe (1975) considera três modos diferentes de deformação da mistura água-sedimento: (i) hidroplástica, (ii) liquefeita e (iii) fluidizada (**Fig. 3.23**).

(i) **Comportamento hidroplástico**, caracteriza sedimentos suportados por grãos com força de escape de fluidos significativa e velocidades de fluxo de fluidos abaixo daquelas necessárias para a fluidização. A resistência ao escape de fluidos pode originar-se de forças coesivas, como em argilas parcialmente compactadas, lamas, silte e areias argiláceas, ou resistência ao atrito, como em areias limpas cascalhos compactados. A deformação é tipicamente laminar devido à alta viscosidade das misturas hidroplásticas.

(ii) **Comportamento liquefeito**, envolve o fluxo de sedimentos sem resistência coesiva e friccional. As velocidades relativas do fluido dos poros são inferiores às necessárias para a fluidização de todas as frações de tamanho, exceto as mais finas. Esse comportamento pode caracterizar sedimentos não compactados de qualquer granulometria. É provável que as laminações primárias sejam preservadas, embora fortemente deformadas. Não deve haver evidência de elutriação ou redistribuição de partículas móveis e nenhuma liquefação ou fluidização interna significativa, embora a água que escapa das camadas subjacentes possa liquefazer localmente ou fluidificar as camadas hidroplásticas. Após a ressedimentação, as areias liquefeitas podem mostrar (1) estruturas primárias não deformadas se a ressedimentação ocorrer na ausência de tensões significativas nos fluidos externos; (2) estruturas primárias deformadas se a re-sedimentação for acompanhada de cisalhamento relativamente simples, sem mistura ou vazão significativa (acamdamento cruzado exagerado ou íngreme); (3) homogeneização quase completa se a massa de sedimentos tiver sido misturada internamente e parcialmente fluidificada durante o escape de água ou se tiver fluído, ou (4) estruturas de escape de água (e.g. estruturas em prato - *dishstructures*). O escape de água de sedimentos liquefeitos é comumente acompanhado de redistribuição de tamanhos mais finos dentro da camada liquefeita, porém a maior elutriação é

geralmente leve. A redistribuição de grãos argilosos geralmente envolve a formação de laminações de consolidação e *dishstructures*. Partículas mais pesadas ou maiores podem afundar no fundo das zonas liquefeitas.

(iii) **Comportamento fluidizado**, ocorre com velocidades relativas de fluido dos poros acima daquelas necessárias para a fluidização mínima da maior parte dos sedimentos. A corrente fluidizada é tipicamente turbulenta e as estruturas primárias são obliteradas. A elutriação de partículas móveis, incluindo argilas, bioclastos e grãos de quartzo e feldspato de tamanho mais fino, é comum. A estrutura resultante formada durante o fluxo fluidizado e denominada canais de fluidização ou intrusões.

Há um debate sobre se os processos de liquefação e fluidização estão intimamente ligados. Alguns autores sugeriram que um sedimento liquefeito pode ser fluidificado por seus próprios fluidos de poros que escapam, o que é chamado de auto-fluidização, pois não requer um suprimento de fluido de uma fonte externa (Middleton e Hampton, 1976). Apesar de Lowe (1975) sugerir que o escape de fluido "não uniforme" das camadas liquefeitas geralmente resulta na fluidização completa do sedimento ao longo dos caminhos de escape, outros autores sugeriram que esse mecanismo não era fisicamente possível, pois a fluidização exige que haja um fluxo ascendente relativo a um fluido fornecido externamente (Allen, 1982). Obermeier (1996) mostra que a fluidização e a liquefação estão realmente intimamente ligadas. A liquefação sísmica causa fluxo ascendente de fluido por dois mecanismos: (1) alívio da pressão da água temporariamente elevada dos poros e (2) reconsolidação levando à expulsão de fluido. O fluido expelido forma uma zona liquefeita acumulada sob uma camada selante de baixa permeabilidade formando uma zona rica em água. Essa zona fornece a água e a areia que escapam para a superfície através de fraturas nos estratos selantes. Este modelo explica a maioria das observações de campo relacionadas à sismicidade moderna (Obermeier, 1996).

Determinar o estado laminar ou turbulento do fluxo durante a deformação de sedimentos inconsolidados pode ser difícil. O movimento de fluidos intersticiais é provavelmente turbulento na maioria dos casos, mas a alta viscosidade geral da mistura fluido-sólido tenderá a beneficiar a deformação laminar em termos de mistura das partículas sólidas. Sugestões de que a orientação dos grãos e as laminações internas nas intrusões clásticas indicam fluxo laminar viscoso (Dott, 1966) parecem injustificadas, tendo em vista o fato de que características

semelhantes são produzidas por correntes altamente turbulentas em sistemas deposicionais normais. Tais estruturas também estão associadas em diques de arenito com características como camadas graduadas (Hubbard, 2007) e estruturas semelhantes a marcas de solas (Peterson, 1968), que sugerem fluxo turbulento. Estudando injetivos de areia na Bacia de Karoo, Cobain et al. (2015) recordaram estruturas diagnósticas, onde é possível identificar feições relacionadas ao fluxo de fluidos turbulentos e laminados durante a injeção de areia. No entanto, muitas dessas estruturas podem ser difíceis de definir claramente o regime de fluxo de fluido. Contudo, mais provavelmente que exista um espectro contínuo de estados de fluxo que vão desde cisalhamento hidrolástico laminar lento à um fluxo rápido, totalmente turbulento liquefeito ou fluidificado.

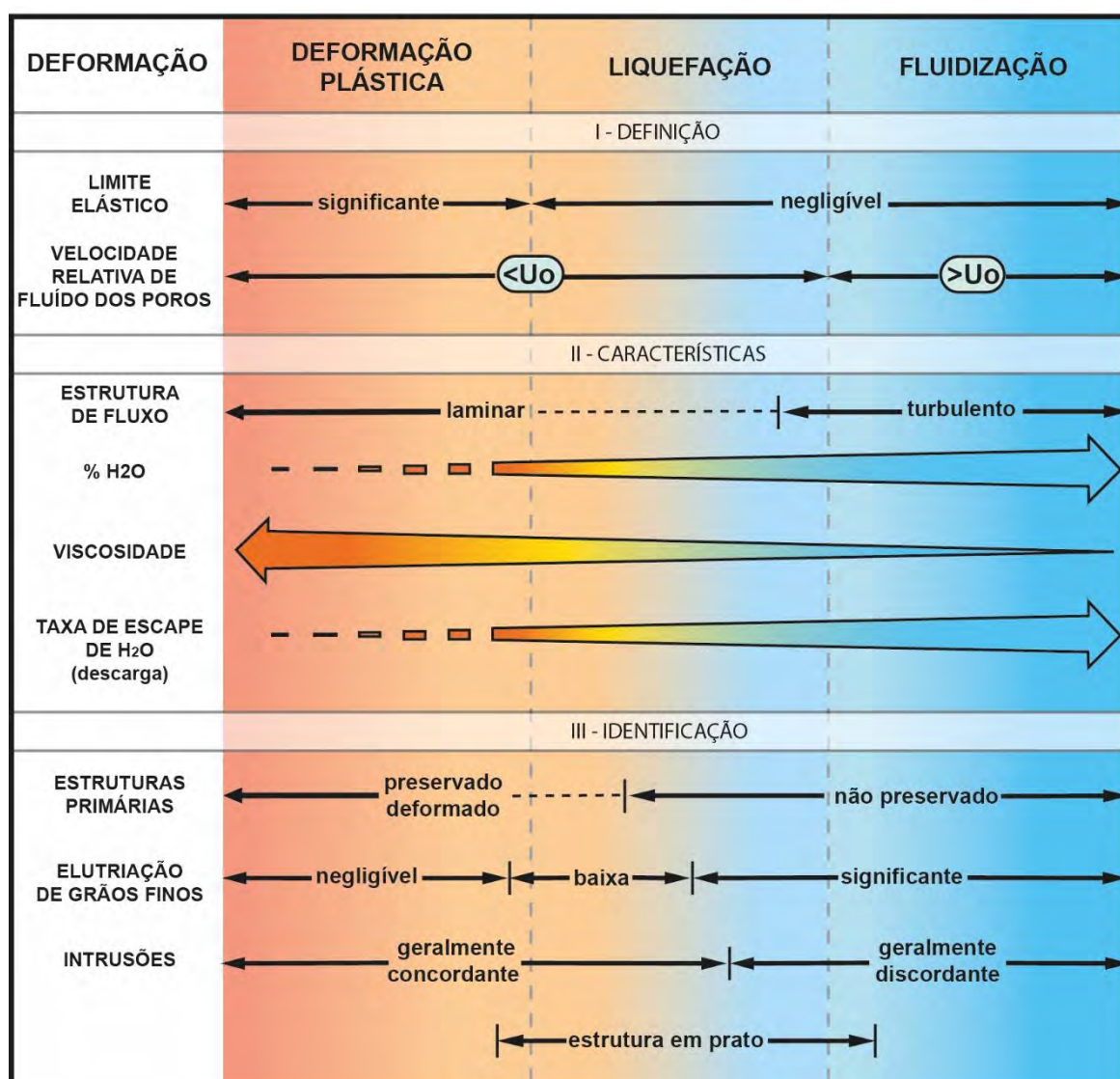


Figura 3.23 – Definição, características gerais e forma de identificação dos principais mecanismos de deformação de sedimentos não consolidados segundo Lowe (1975). U_0 = velocidade mínima de fluidização.

3.3.2 Sobrepressão, Mecanismos gatilho e falhamento de camada selante

Após a transformação da areia em um estado líquido e a atuação dos mecanismos necessários para fluidizar sedimentos, os injetitos são comumente relacionados à injeção de material clástico liquefeito remobilizados à material clástico fluidizado a partir de unidades parentais em fraturas hidráulicas que se propagam nas camadas selantes como resposta à sobrepressão dos fluidos (Cosgrove, 2001; Jolly e Lonergan, 2002; Cartwright et al., 2007). Diferentes especulações teóricas sobre a mecânica da intrusão de areia foram consideradas (Cosgrove, 2001; Surlyk e Noe-Nygaard, 2001; Hillier e Cosgrove, 2002; Jolly e Lonergan, 2002; Duranti e Hurst, 2004; Jonk et al., 2010; Vigorito e Hurst, 2010; Cartwright, 2010) juntamente com a comparação com sistemas de intrusão ígnea (Shoulders, 2005; Cartwright et al., 2008; Hansen et al., 2008; Polteau et al., 2008; Galland, 2008, Szarawaska et al. 2010).

A sobrepressão de fluido é uma condição prévia necessária para que a injeção de areia ocorra, pois inicia o hidrofraturamento e impulsiona o fluxo de fluido subsequente (Hurst et al., 2011). Durante os estágios iniciais de sotarramento, acredita-se que a formação de fraturas hidráulicas seja uma das principais causas que permitem a migração de fluidos através de sedimentos parcialmente litificados e de baixa permeabilidade (Cartwright et al., 2007). Para promover remobilização e injeção de areia, é necessária uma pressão elevada dos poros induzida por mecanismos de gatilho (Jolly e Lonergan, 2002; Hurst et al., 2003a). Injetitos de areia são exemplos de fraturas hidráulicas naturais (Jolly e Lonergan, 2002) e quatro processos principais foram identificados durante a sua formação: (1) sobrepressão de fluidos; (2) falhas da camada selante (hidrofraturação das rochas encaixantes); (3) fluidização e remobilização da areia das unidades fontes e (4) injeção de areia nas rochas encaixantes.

3.3.2.1 Sobrepressão

A sobrepressão é definida como a pressão do fluido acima da pressão hidrostática (excesso de pressão do fluido) e pode ser gerada por vários mecanismos em uma variedade de escalas de tempo (Osborne e Swarbrick, 1997; Swarbrick e Osborne, 1998; Jolly e Lonergan, 2002). Em geral, os mecanismos responsáveis pela sobrepressão de fluidos nos poros são diminuição do volume nos poros (por exemplo, compactação em desequilíbrio ou estresse tectônico

compressivo) e aumento do volume do fluido, ou processos relacionados a diferenças de densidade ou movimentos dos fluidos (Osborne e Swarbrick, 1997). O fluido dos poros está em sobrepressão se sua pressão exceder a do gradiente hidrostático a uma profundidade específica (**Fig. 3.24**). O gradiente de pressão hidrostática é a pressão em uma determinada profundidade exercida por uma coluna de água a partir do nível do mar (Turcotte e Schubert, 2002). Se a pressão do fluido dos poros atingir ou superar a pressão litostática, o fraturamento hidráulico das rochas encaixantes inicia (Vigorito e Hurst, 2010).

Acredita-se que o aumento lento da sobrepressão seja o mecanismo de primário associado à injeção regional de areia (e.g. Jolly e Lonergan, 2002; Huuse e Mickelson, 2004) e pode ser causado por uma variedade de processos como: (1) compactação de desequilíbrio resultante da diminuição da permeabilidade de folhelhos durante o soterramento, retardando o escape de fluidos. Esse processo é frequentemente favorecido por sobrecarga rápida, que não permite tempo suficiente para a expulsão de fluidos (Osborne e Swarbrick, 1997; Jolly e Lonergan 2002); (2) processos diagenéticos, como (a) liberação de água associada à evolução diagenética (e.g. conversão diagenética da opala A em opala CT (Davies et al., 2006), que ocorre em profundidades relativamente rasas em sedimentos ricos em quartzo; (b) liberação de água por transformação esmectita-illita em bacias sedimentares (Swarbrick e Osborne, 1998); (3) Transferência lateral de fluidos ao longo de aquíferos inclinados (Yardley e Swarbrick, 2000; Cartwright, 2010); e (4) aumento do estresse tectônico compressional, resultando em redução do volume de poros e aumento da pressão (Swarbrick e Osborne, 1998). O fluido mais comum na crosta superior é a água de formação e provavelmente é o principal agente de fluidização da areia (Hurst et al., 2011). Os hidrocarbonetos são considerados como um tipo alternativo ou adicional de fluido durante a injeção de areia (Jolly e Lonergan, 2002; Jonk et al., 2005a).

O desenvolvimento da sobrepressão de fluidos é um equilíbrio entre a permeabilidade dos estratos encaixantes e a taxa na qual o fluido poroso é introduzido nos estratos subjacentes (Hurst et al., 2011). Para manter a pressão dos poros elevada o sistema requer uma vedação (aquitarado) para reduzir o fluxo de fluidos em direção à superfície. Como as injetitos de areia são comumente encontradas em estratos encaixantes de granulação fina como lamitos e folhelhos, essas rochas constituem uma litologia selante e atuam como aquitardos ideais (Hurst et al., 2011). O escape de fluidos dos arenitos ocorre quando a pressão de

capilaridade de entrada dos estratos circundantes é menor que a pressão do fluido no corpo de areia original (Fisher et al., 2001). Além disso, o arenito pode transmitir fluidos para estratos encaixantes de baixa permeabilidade se, por exemplo, houver fraturas com permeabilidade suficiente; e isso dissipará o potencial de acúmulo de sobrepressão.

Alguns autores definem a rocha selo como um corpo de rocha capaz de impedir todo o fluxo de fluidos dos poros por períodos substanciais de tempo geológico (Hunt, 1990). Outros relatam que as pressões de entrada e saída de poros controlam a qualidade da vedação em escala granular, que por sua vez determina sua permeabilidade (Swarbrick e Osborne, 1998). No contexto de sistemas de hidrocarbonetos Cartwright et al. (2007) usam a definição de uma “sequência selante” como litofácies de baixa permeabilidade a qual interrompe ou retarda o fluxo de petróleo em direção à superfície da bacia. Se uma carga de fluido de poro for rápida, a permeabilidade da litologia selo é menos influente no desenvolvimento de pressão porosa elevada (Glennie e Hurst, 2007). Em arenitos espessos, características específicas dos estratos hospedeiros (mineralogia e teor de argila, matéria orgânica, trama de grãos, propriedades dos fluidos dos poros) determinam a qualidade do selo e em combinação com a história do soterramento (taxa e profundidade de soterramento, e temperatura) onde e quando hidrofraturamento regional ocorrerá (Hurst et al., 2011).

3.3.2.2. Mecanismos Gatilho (*Trigger Mechanisms*)

Os injetitos são restritos principalmente aos primeiros quilômetros de soterramento, onde os sedimentos ricos em areia são propensos a fluidização e os sedimentos ricos em argila são geralmente mais coesos e podem fraturar hidraulicamente (Jonk, 2010). Detalhes de quais mecanismos gatilho (*trigger mechanisms*) de injeção de areia e o caráter dos processos de fluxo responsáveis por intrusões de areia são geralmente pobremente definidos. Os mecanismos desencadeantes mais comumente invocados para intrusões clásticas são a (1) sismicidade (Obermeier, 1998; Boehm e Moore, 2002; Obermeier et al., 2005), (2) sobrepressão por rápida migração de fluidos (Jenkins, 1930; Davies et al., 2006), ou (3) soterramento rápido e instabilidade de sedimentos sobrepostos (Hilderbrandt e Egenhoff, 2007; Jonk, 2010). Outros mecanismos incomuns também foram inferidos, como impacto de meteoritos (Sturkell e Ormo, 1997; Alvarez et al., 1998),

pressurização hidrotermal associado a vulcanismo (Hartmann et al., 2012) e intrusões ígneas (Curtis e Riley 2003).

A sismicidade é amplamente difundida como um mecanismo de gatilho para injeção e extrusão de areia na superfície da Terra (Obermeier, 1996; Obermeier et al., 2005). A frequência com que as injeções de areia são encontradas em áreas sismicamente ativas sugere que os eventos sísmicos são um mecanismo significativo de ativação das injeções (Saucier, 1989, Obermeier, 1996, Boehm e Moore, 2002). No entanto, Hurst et al., 2011 salientaram que, se considerarmos a energia necessária para fluidizar e injetar os 10^3 de km^3 de areia em injetivos de areia desenvolvidos regionalmente (Huuse et al., 2005; Vigorito e Hurst, 2010; Scott et al., 2013) é improvável que terremotos sejam a única causa de injeção de areia (Duranti, 2007; Szarawarska, 2009). A sismicidade, bem como a sobrepressão por soterramento rápido ou sedimentos subjacentes instáveis, estão associados a intrusões relativamente rasas e geralmente localizadas (Hurst et al., 2011; Bureau et al., 2014). Por outro lado, injetivos mais profundos e grande escala estão associados à compactação e/ou migração de fluidos em corpos de arenito selados, causando um aumento na pressão dos poros (Vigorito e Hurst, 2010). Portanto, em profundidade, em uma bacia sismicamente inativa, a sobrepressão de fluidos a partir da compactação e / ou migração de fluidos podem ser considerados principais mecanismos gatilho para injeção clástica (Cobain et al., 2015). A rápida migração de fluidos em depósitos de areia também pode causar aumento repentino da pressão dos poros, iniciando a fluidização e injeção da areia (Hurst et al., 2011). O fornecimento de rápida migração de fluidos para os poros durante o soterramento pode ter uma variedade de origens, como a formação de falhas poligonais nos arenitos (Cartwright e Dewhurst, 1998; Wattrus et al., 2003), mudanças nas fases mineralógicas, e rápida migração de hidrocarbonetos. Todos esses mecanismos pelos quais são liberados volumes substanciais de fluidos podem aumentar a pressão do fluido dos poros e torná-los suscetíveis à fluidização e injeção de areia (Hurst et al., 2011).

Ao revisar as condições que podem levar ao fluxo de fluidos a velocidades que podem causar fluidização e injeção de areia, processos de escala de tempo geológicos, como compactação em desequilíbrio, migração de hidrocarbonetos e transferência lateral de pressão, não podem ser considerados os principais fatores para desencadear intrusões de areia em larga escala. No entanto, esses

mecanismos de fluxo lento de fluido podem ser importantes para preparar as condições ideais para a sobrepressão regional. Por outro lado, agitação induzida por terremoto, carregamento instantâneo e liberação de fluidos sob pressão ao longo de planos de falha em movimento, são os gatilhos mais prováveis para a remobilização e injeção de areia. Esses processos podem ocorrer simultaneamente durante eventos tectônicos de liberação de estresse e ampliar os efeitos de remobilização e injeção de areia (Jonk, 2010).

3.3.2.3. Falhamento das rochas selantes (*sealfailure*)

Independentemente dos mecanismos de gatilho, entende-se que a maioria do rompimento das camadas selantes sejam gerados por fraturamento hidráulico (Jolly e Lonergan, 2002). A expressão geológica das fraturas hidráulicas é variada e é controlada principalmente pela magnitude da tensão diferencial e pelas propriedades intrínsecas das rochas. A orientação e o tipo de fraturas que se desenvolvem dentro de uma bacia são determinados pelo estado de tensão, que por sua vez é controlado pelas condições do contexto geológico no qual o sistema está inserido (Cosgrove, 2001). Quando a sobrepressão do fluido atinge o limite de tensão de fraturamento da rocha, as fraturas podem se desenvolver (**Fig. 3.24**). A pressão necessária para o fraturamento de uma rocha é igual à tensão efetiva mínima mais uma força adicional necessária para superar a resistência à tração da rocha (Jonk, 2010).

O fraturamento das rochas encaixantes geralmente cria arenitos injetados com geometria tabular discordante do acamamento. Portanto, eles podem ser classificados como fratura abertas (ou fraturas de modo I; Sibson, 2000). Os critérios para a formação de fraturas do modo I são (Sibson, 2000; Cosgrove 2001):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T \quad (1)$$

e

$$\sigma_3 < T \quad (2),$$

com σ_1 e σ_3 representando as tensões principais maiores e menores do elipsoide de deformação, respectivamente, e T a resistência à tração da rocha. Esses critérios são expressos visualmente em um diagrama de Mohr (**Fig. 3.25**) e requerem uma pequena tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) e um valor negativo (tração) de σ_3 . Os critérios

podem ser atendidos se (1) existir tensão tectônica verdadeira ou (2) existirem aumentos significativos de pressões de fluido dos poros. Uma vez acionados, soleiras e diques clásticos preenchem fraturas hidráulicas naturais (Cosgrove, 2001; Jolly e Lonergan, 2002; Jonk, 2010; Cobain et al., 2015). A abertura em uma propagação de fratura no modo I ocorre normal ao plano de menor estresse compressivo (σ_3) (Delaney et al., 1986) (**Fig. 3.25b**). O falhamento inicial pode se desenvolver a partir da formação de uma única fratura crítica envolvendo apenas algumas imperfeições primárias, como impurezas, limites de grãos, inclusões ou microfissuras (Aubertin e Simon, 1997; Cobain et al., 2015). A evolução para trincas macroscópicas ocorre quando a intensidade do estresse quebra o limite resistência da rocha encaixante. Uma vez aberta, a propagação da fratura é mantida por um diferencial constante da pressão do fluido poroso entre a camada parental e a ponta da fratura de propagação. Quando a diferença de pressão começa a se equilibrar, a fratura deixa de se propagar e a injeção para (Lorenz et al., 1991; Jonk, 2010). Os diques podem se formar por fratura por tração e cisalhamento quando a tensão diferencial cruza o envelope de falha extensional de Griffith (círculo vermelho de Mohr; **Fig. 3.25a**) e o envelope de falha de Navier Coulomb (círculo verde de Mohr; **figura 3.25a**). As fraturas de tração são expressas pela equação 3 e as fraturas de cisalhamento expressas pela equação 4:

$$T^2 + 4 T \sigma_n - 4 T = 0 \quad (3)$$

$$T = C + \mu \sigma_n \quad (4),$$

onde T é a tensão de cisalhamento, σ stress normal, T é a força de tensão da rocha, C a força coesiva e μ o coeficiente de atrito interno. A falha ocorre sob tensão diferencial, isto é, $\sigma_1 - \sigma_3$, falha tensional; $\sigma_1 - 3\sigma_3$, falha de cisalhamento, mostrada pela relação entre a orientação das tensões principais, e as fraturas extensionais e de cisalhamento. Essa relação pode ocorrer quando o estresse tectônico em uma bacia é tensional, mas também ocorre comumente quando a pressão interna do fluido (pf) em uma sucessão sedimentar age em oposição às tensões aplicadas (σ_1-p) (σ_2-p) (σ_2-p) (σ_3-p) (Cosgrove, 2001). Em termos de injetitos de areia, essa situação pode ocorrer quando a alta pressão do fluido poroso em uma unidade parental se opõe às principais tensões das rochas hospedeiras, fazendo com que a tensão diferencial rompa envelope de falha do estrato encaixante (Cosgrove, 2001)

e forme uma fratura extensional (caixa vermelha da **Fig. 3.25b**). As altas pressões de fluidos dos poros reduzem a tensão efetiva nos contatos grão a grão e são expressas pela equação de Terzaghi:

$$\sigma_p = P_o - P_f \quad (5),$$

onde σ_p é a tensão efetiva transportada pelos grãos, P_o é a tensão de sobrecarga e P_f é a pressão do fluido dos poros. O estresse efetivo é definido como pressão litostática menos a pressão do fluido dos poros. Isso fará com que o círculo de Mohr se desloque para a esquerda. Junto com esse deslocamento, o círculo de Mohr também pode diminuir de tamanho (uma diminuição na tensão efetiva) se existir um acoplamento de tensões e pressões de fluidos porosos (Hillis, 2001). Nesse caso, a pressão do fluido aumenta sozinha e com a ausência de tensão tectônica pode ser suficiente para explicar a ocorrência de fraturas do modo I.

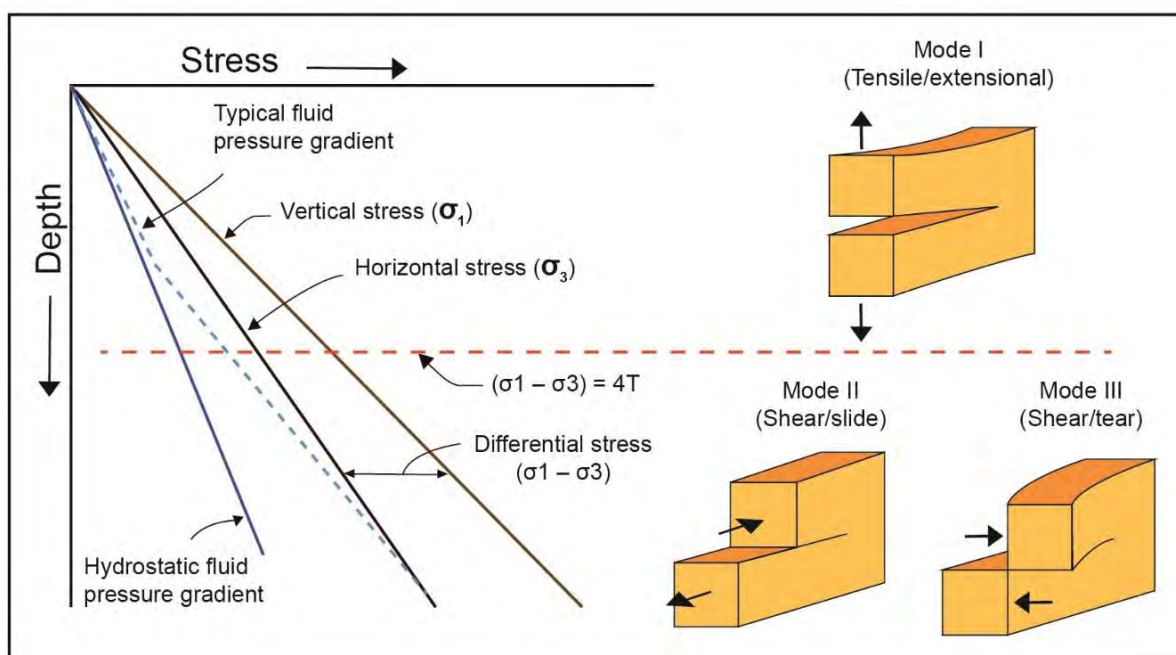


Figura 3.24 – Gráfico de regimes de tensão verticais e horizontais em uma bacia tectonicamente relaxada. A tensão diferencial aumenta com a profundidade; a uma profundidade onde a tensão de cisalhamento aplicada excede quatro vezes a resistência à tração da rocha hospedeira, onde $(\sigma_1 - \sigma_3) > 4T$, o tipo de fratura muda de extensional para fraturas de cisalhamento. As fraturas do tipo I, II e III estão correlacionadas com a profundidade relativa de formação (modificado de Cosgrove, 2001 and Cobain et al., 2015).

Se os estratos adjacentes tiverem permeabilidade suficientemente baixa (ou seja, selos) e a pressão de fluidos nos poros exceder o gradiente de fratura do selo, os estratos encaixantes se hidrofraturam e tendem a formar fraturas íngremes alinhadas aproximadamente paralelamente aos vetores de tensão máximo e mínimo

horizontal (**Fig. 3.25d**). Se durante a propagação de uma hidrofratura a pressão diferencial entre a unidade de areia original e a fratura for grande, os fluidos dos poros fluirão de acordo com o gradiente de pressão. Se o fluxo ascendente for maior que a velocidade mínima de fluidização, a unidade de areia original fluidizará e injetará areia na fratura. Se a pressão dos poros exceder o gradiente litostático (sobrecarga), a hidrofratura de uma camada selante produzirá fraturas orientadas aleatoriamente que incluem superfícies paralelas ao amadamento ao longo das quais as soleiras de arenito podem se formar (Vigorito e Hurst, 2010).

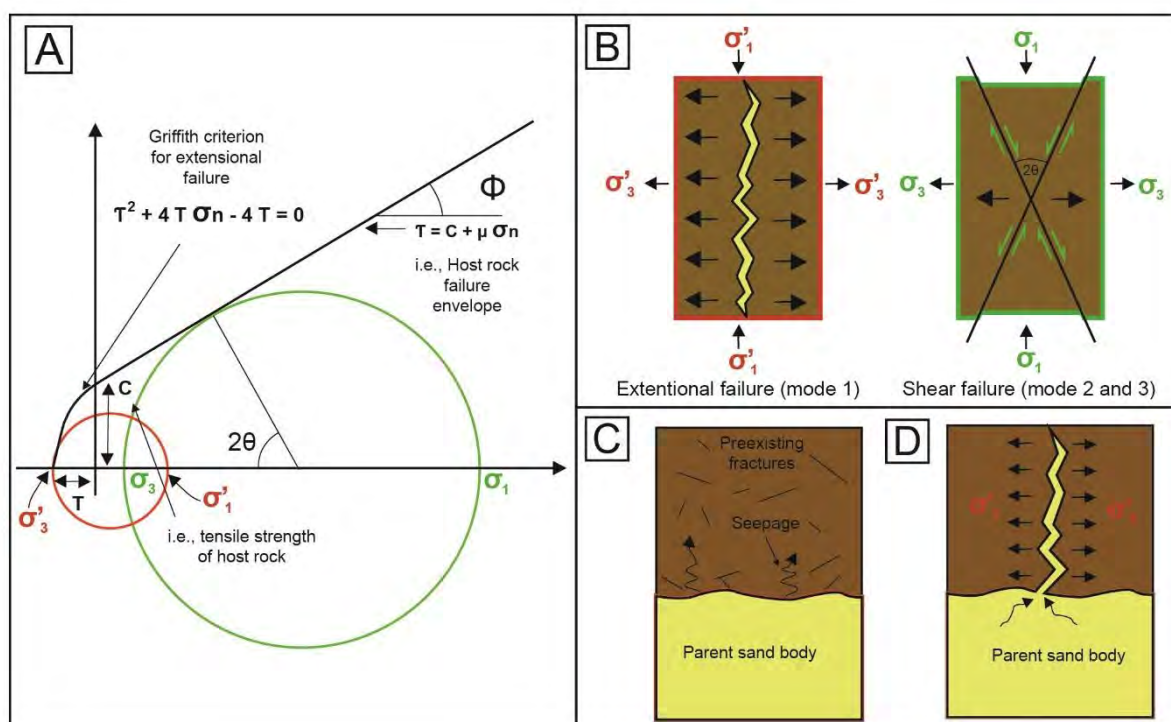


Figura 3.25 – Mecanismos de hidrofraturamento de litologia selante (estratos hospedeiros). A) Envelope de fraturamento de Mohr demonstrando as condições de tensão para cisalhamento (círculo verde) e extensão (círculo vermelho) de falha de fratura hidráulica; B) Resposta física do material sob extensão (contorno vermelho) e falha de cisalhamento (contorno verde); C) Fraturas pré-existentes e pressões de entrada de baixa capilaridade permitem que os fluidos escapem das unidades de areia parentais, evitando a sobrepresão de fluidos; D) Alta pressão de fluido nos poros da unidade de areia fonte podem iniciar fraturamento hidráulico. Esse fraturamento promove um gradiente de pressão de fluidos de alta a baixa pressão na unidade fonte e fraturas, respectivamente. O fluido dos poros fluirá e se a velocidade do fluxo for alta o suficiente, e a areia é fluidizada e injetada nas fraturas (fonte: Cosgrove, 2001); σ_1 , σ_2 e σ_3 são os principais eixos de tensão, máximo, intermediário e mínimo, respectivamente. σ_1 é, por convenção, assumido como sendo vertical. (Modificado de Cosgrove, 2001 e Hurst et al., 2011).

3.3.2.4. Relações entre sobrepressão, liquefação, fluidização e fraturamento hidráulico

Nesta seção são apresentadas algumas relações comuns entre os processos de remobilização e intrusão da areia e a hidrofraturamento das rochas selantes e suas variações demonstradas por Hurst et al., (2011). Os arenitos se tornam sobrepressurizados quando a taxa de expulsão de fluido induzida pela compactação é reduzida por camadas selantes de baixa permeabilidade. Considerando um exemplo de canal arenoso depositado em ambiente de águas profundas, onde os canais são gradualmente envolvidos por estratos de baixa permeabilidade (por exemplo, lamitos) (**Fig. 3.26**). Logo após a deposição no estágio 1 (estágio X), a areia depositada encontra-se em condições de superfície com alta porosidade deposicional preenchida com fluidos. À medida que o canal é soterrado, o gradiente hidrostático começa a subir com a profundidade, seguido pela pressão de fluido dos poros do canal. Uma vez que um arenito seja efetivamente selado, representado pelo estágio 2 (X1, **Fig. 3.26**), a pressão do fluido de poro aumentará acima do gradiente de pressão hidrostática (X1-X2). Nesse estado, a pressão dos fluidos nos poros resiste à compactação mecânica pela sobrecarga e, assim, mantém uma trama de grão metaestável caracterizada por alta porosidade.

A pressão do fluido dos poros pode, em teoria, continuar a aumentar até atingir a pressão de fratura e iniciar o fraturamentohidraulico e a injeção de areia. No entanto, Hurst et al. (2011) enfatizam que a baixa taxa de elevação da pressão dos poros associada à compactação em desequilíbrio requer taxas excepcionalmente baixas de escape de fluidos nas camadas selantes, o que raramente ocorre devido às heterogeneidades físicas como variações no tamanho dos grãos e microfraturas nos estratos que permitem a dissipação da sobrepressão (Duranti e Hurst, 2004). Portanto, esses autores sugerem que é provável que a falha repentina de sequências espessas de estratos encaixantes de baixa permeabilidade associados a injectitos de larga escala exija um mecanismo de gatilho que possa aumentar rapidamente a pressão do fluido para exceder o gradiente de pressão de fratura e causar hidrofraturamento.

A liquefação induzida por cisalhamento relacionada à sismicidade, sobrecarga de sedimentos, pressurização térmica e migração de fluidos podem ser mecanismos possíveis para um rápido aumento na pressão de fluidos dos poros. Acredita-se que os processos de liquefação sejam limitados a profundidades rasas (<10 m). Em profundidades maiores, a liquefação é dificultada pela sobrecarga que aumenta a

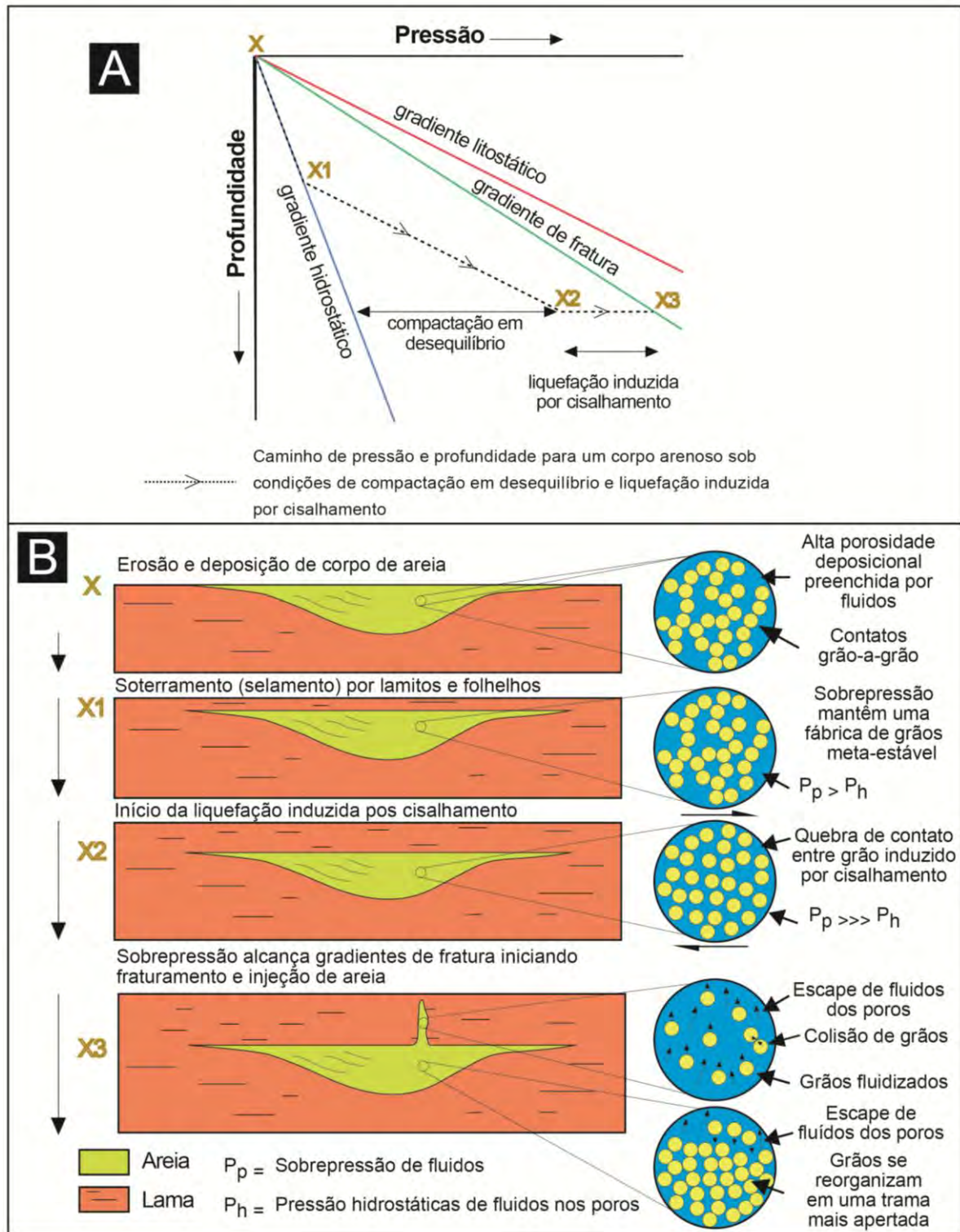


Figura 3.26 – Caracterização evolutiva dos processos de fluidização de injeções de areia e texturas geradas nos arenitos depositados e injetados. A) Gráfico de profundidade-pressão de um corpo de areia submetido a compactação em desequilíbrio e tensão de fluidos; B) Diagrama esquemático da evolução do processo de fluidização e injeção de areia super pressurizada. (Modificado de Hurst, 2011).

resistência ao cisalhamento dos sedimentos (Obermeier, 1996). Se a unidade de areia já estiver em sobrepressão (isto é, X2 na **Fig. 3.26**), é esperado uma trama

de grão metaestável (**estágio 2**), o que faz com que os contatos do grão se quebrem sob cisalhamento (**estágio 3**); isso transfere o suporte de grãos para o fluido dos poros, que aumenta rapidamente a pressão de fluidos (estágio X2-X3) e liquefaz a areia. Se a pressão do fluido dos poros atingir a pressão da fratura (X3), isso inicia a propagação da hidrofratura, que estabelece um gradiente de pressão entre a unidade arenosa e as fraturas e remobilizando a areia fluidizada sob pressão para para as fraturas com pressão menor (**etapa 4**).

Liquefação pode contribuir com fluidos, mas é insuficiente para causar remobilização e injeção de areia em larga escala (Hurst et al., 2011). Portanto, a geração de injeção em larga escala requer uma combinação de fatores favoráveis, como a sobrepressão de unidades de arenito deposicional causadas por compressão lateral, juntamente com mecanismos mais rápidos de geração de sobrepressão, como a introdução rápida de fluido para elevar a pressão dos poros acima do limite de pressão do fraturamento e induzir injeção de areia em larga escala. Osborne e Swarbrick (1997) sugerem que a escala de remobilização e injeção de areia será determinada pelos mecanismos e volumes de geração de sobrepressão que, por sua vez, dependem da história de soterramento das bacias, incluindo taxas de sedimentação, tectonismo, diagênese e outros fatores

3.4. Injetitos de Areia e o Sistema Petrolífero

Os injetitos de areia são descritos como uma ocorrência cada vez mais comum em reservatórios de hidrocarbonetos, em particular em sistemas clásticos de águas profundas, nos quais reservas significativas são comprovadas no noroeste da Europa (Huuse et al. 2003), onde são conhecidas por influenciar a distribuição e recuperação de reservas (Hurst e Cartwright, 2007c). Isso é particularmente registrado nas seqüências terciárias do norte do Mar do Norte (por exemplo, Jenssen et al., 1993; Dixon et al., 1995; Lonergan e Cartwright, 1999; Duranti et al., 2002; Huuse et al., 2003, Schwab, 2014). A sucessão Paleogena do Mar do Norte, na qual pelo menos $2,4 \times 10^9$ BOE de reservas estão associadas a campos de injetitos, escala os complexos de injeção como um emergente e importante sistema petrolífero global em ambientes clásticos de água profunda (Hurst et al., 2005), porém com uma história relativamente limitada de delibera de exploração. Até 2003, 'plays de injeção de areia' eram indefinidos e a exploração deliberada de intrusões não havia sido realizada. Na época, havia uma documentação limitada de dados

relevantes de afloramentos e quase nenhum desses dados eram relevantes para o mapeamento de injetitos em subsuperfície (Hurst et al., 2015).

Como discutido anteriormente, a colocação de intrusões de areia geralmente resulta na formação de condutos de alta permeabilidade através de estratos de baixa permeabilidade. Conseqüentemente, eles podem formar eficientes condutos de fluido em unidades de rocha selantes muito tempo após sua colocação inicial (Jonk, 2010), melhorando a conectividade vertical entre reservatórios e aquíferos separados de alta permeabilidade. Portanto, em bacias propensas a hidrocarbonetos as intrusões de arenito podem aumentar o potencial do reservatório, aumentando a conectividade entre corpos isolados (Jenkins, 1930; Huuse et al., 2010), permitindo a migração de fluidos ou hidrocarbonetos (por exemplo, Jonk et al., 2003 b).

Os corpos de injetitos de areia sismicamente detectáveis constituem alvos para exploração e desenvolvimento de poços, com corpos de areia sub-sísmicos fornecendo excelentes unidades de fluxo intra-reservatório e criando comunicação vertical em todo o campo (Hurst et al., 2011). Os avanços alcançados na qualidade das imagens sísmicas (e.g. MacLeod et al., 1999; Huuse et al., 2005a, 2007; Jackson, 2011) e nos estudos de poços (Dixon et al., 1995; Duranti e Hurst, 2004; Lonergan et al., 2007; Jackson et al., 2011) levaram a uma grande melhoria no entendimento das manifestações subterrâneas de intrusões de arenito e seu impacto na exploração e produção de hidrocarbonetos (ver estudos de caso em Hurst e Cartwright (eds.), 2007 e visão geral por Huuse, 2008). Por outro lado, a rede intrusiva também pode atuar como violadores de selo eficazes ou constituir riscos de perfuração durante a prospecção de hidrocarbonetos. A qualidade do reservatório de injetitos é normalmente excelente, com um alto nível de conectividade entre corpos de qualquer tamanho. Em um contexto de produção, os injetitos de areia aumentam a eficiência da extração, mas podem causar um avanço da água mais rápido do que o esperado se os poços forem colocados muito perto dos complexos de injeção (MacKanon 2013). Assim, a identificação, caracterização e previsão de intrusões de arenito em larga escala são importantes durante a exploração de hidrocarbonetos.

As reservas totais originalmente hospedadas em todos os campos de intrusão de arenito do Mar do Norte podem exceder três bilhões de barris de petróleo, dependendo do modelo geológico preferido para a origem do reservatório (Jonk, 2010). Após a experiência da perfuração de desenvolvimento no campo de Alba e Balder (Briedis et al., 2007; Wild e Briedis, 2010), tornou-se visível o grande

significado das intrusões de arenito em outros campos clásticos de águas profundas (Hurst et al., 2005). Tanto o volume de reservas (Lonergan et al., 2007; Pyle et al., 2011) quanto o aprimoramento da transmissibilidade vertical em escala regional (Satur e Hurst, 2007) estão associados a intrusões de arenito. Por esse motivo, os modelos enigmáticos de corpos de areia isolados estão atualmente mudando para modelos de corpos de areia que podem ter sido injetados ou extrudidos de unidades fontes mais profundas em associação com eventos de fluxo de fluido concentrados (Duranti e Hurst, 2004; de Boer et al., 2007; Huuse et al., 2007; Huuse, 2008; Cartwright, 2010; Szarawarska et al., 2010).

3.4.1. Impacto dos injetitos na dinâmica de fluidos

Injetitos ricos em areia são uma das muitas manifestações do fluxo de fluidos em subsuperfície (Jonk 2010). As intrusões de arenito formam redes altamente permeáveis dentro de estratos de menor permeabilidade, formando comunicação vertical entre reservatórios deposicionais. Injetitos de grande escala também representam armadilhas intrusivas (*traps*) de fluidos, formando excelentes reservatórios contendo um volume substancial de areia porosa e permeável (Hurst e Cartwright, 2007). Como consequência, redes de intrusões de areia têm um impacto considerável nos padrões de fluxo de fluidos em bacias sedimentares e são fundamentais para entender o comportamento de reservatórios de petróleo e aquíferos afetados por estes sistemas intrusivos.

Após sua colocação, intrusões de arenito podem formar condutos através dos quais fluidos podem migrar posteriormente, como demonstrado por dados sísmicos (Hurst et al., 2003b; Løseth et al., 2003), afloramentos (Jenkins, 1930; Boehm e Moore, 2002; Schwartz et al., 2003) e dados petrográficos (Jonk et al., 2003, 2005a, b). Os dados petrográficos e de análise de inclusão de fluidos fornecem uma confirmação adicional de sua ação como condutos de fluidos (Jonk et al., 2003, 2005a, b). Características diagenéticas e petrofísicas são parâmetros essenciais para a compreensão das características do fluxo de fluidos ao longo do tempo dentro de uma rede de areia intrusiva (Mazzini et al., 2003; Jonk et al., 2005b, 2010; Scott et al., 2013)

Como os injetitos de larga escala podem promover o fluxo de fluidos nas bacias e produzir redes permeáveis verticais e laterais através de sucessões de baixa permeabilidade (Huuse et al., 2005; Vigorito et al., 2008), o entendimento do fluxo de fluidos ao longo do tempo é essencial quando se considera aquíferos e

reservatórios de hidrocarbonetos. Estas redes permeáveis e altamente conectadas, criadas em camadas de rochas encaixantes de granulação fina, fazem com que as lamelas ou lamitos sejam drenados lateralmente e mais rapidamente do que pela drenagem vertical acionada por compactação (Hurst et al., 2011). Na literatura (i) água ou salmoura (por exemplo, Newsom, 1903; Taylor, 1982; Surlyk e Noe-Nygaard, 2001) e (ii) hidrocarbonetos (Jonk et al., 2005) são os dois principais tipos de fluidos relacionados à injetitos. Ambos os fluidos podem estar envolvidos durante a intrusão de areia ou migrar através do complexo de intrusão após sua colocação (**Fig. 3.27**). Sabe-se que as intrusões de arenito atuam como condutos de migração de hidrocarbonetos que controlam o contato com a água e óleo e o sistema de pressão em alguns campos petrolíferos e, portanto, mantêm permeabilidade considerável por muito tempo após sua colocação.

Injetitos de areia estão associados ao fluxo de fluidos baciais em várias etapas: (1) pré-injeção; (2) durante a injeção; (3) pós-injeção e pré-cimentação e (4) pós-cimentação (Jonk et al., 2005). Como os injetitos se formam como um produto da fluidização da areia e, uma vez formados, continuam a atuar como condutos de fluidos, o estudo de sua evolução diagenética e das características petrofísicas deve elucidar o tempo relativo da injeção de areia, sua história de compactação e cimentação e seu envolvimento com os sistemas de petróleo que são vitais para a compreensão das petrofácies dos reservatórios de injetitos (Jonk et al., 2005).

A fase inicial após as intrusões de areia representa o melhor cenário para a migração de fluidos, porque as injeções de areia ainda não estão litificadas, com valores de porosidade às vezes superiores a 40% (Ravier et al., 2015). A fase posterior, durante a evolução dos injetitos, é controlada por processos diagenéticos e deformações tectônicas que ocorrem durante seu soterramento e exumação. Os injetitos de areia geralmente apresentam alta porosidade e, portanto, constituem drenagens eficientes para o fluxo de fluidos e potenciais reservatórios de boa qualidade. No entanto, a distribuição heterogênea dos poros pré-cimentação e as reduções de porosidade localizadas causadas por elutriação, compactação, deformação e alterações diagenéticas indicam que a qualidade dos reservatórios intrusivos é bastante heterogênea (Ravier et al., 2015).

Em termos práticos, a presença e a relevância de injetitos de areia nas bacias petrolíferas demonstram que os injetitos têm o potencial de aumentar a taxa de migração e escape de fluidos, melhorando a permeabilidade de intervalos previamente de permeabilidade baixa (Hurst e Cartwright, 2007). As taxas de

migração de fluidos em injetitos podem levar a um período de migração de hidrocarbonetos muito mais cedo do que o previsto. Com injetitos a migração de hidrocarbonetos pode alcançar seções verticais mais longas da estratigrafia do que se pensava ser possível. Portanto, nas bacias onde injeções de areia ocorrem, provavelmente haverá a necessidade de reavaliar os modelos existentes para migração de fluidos.

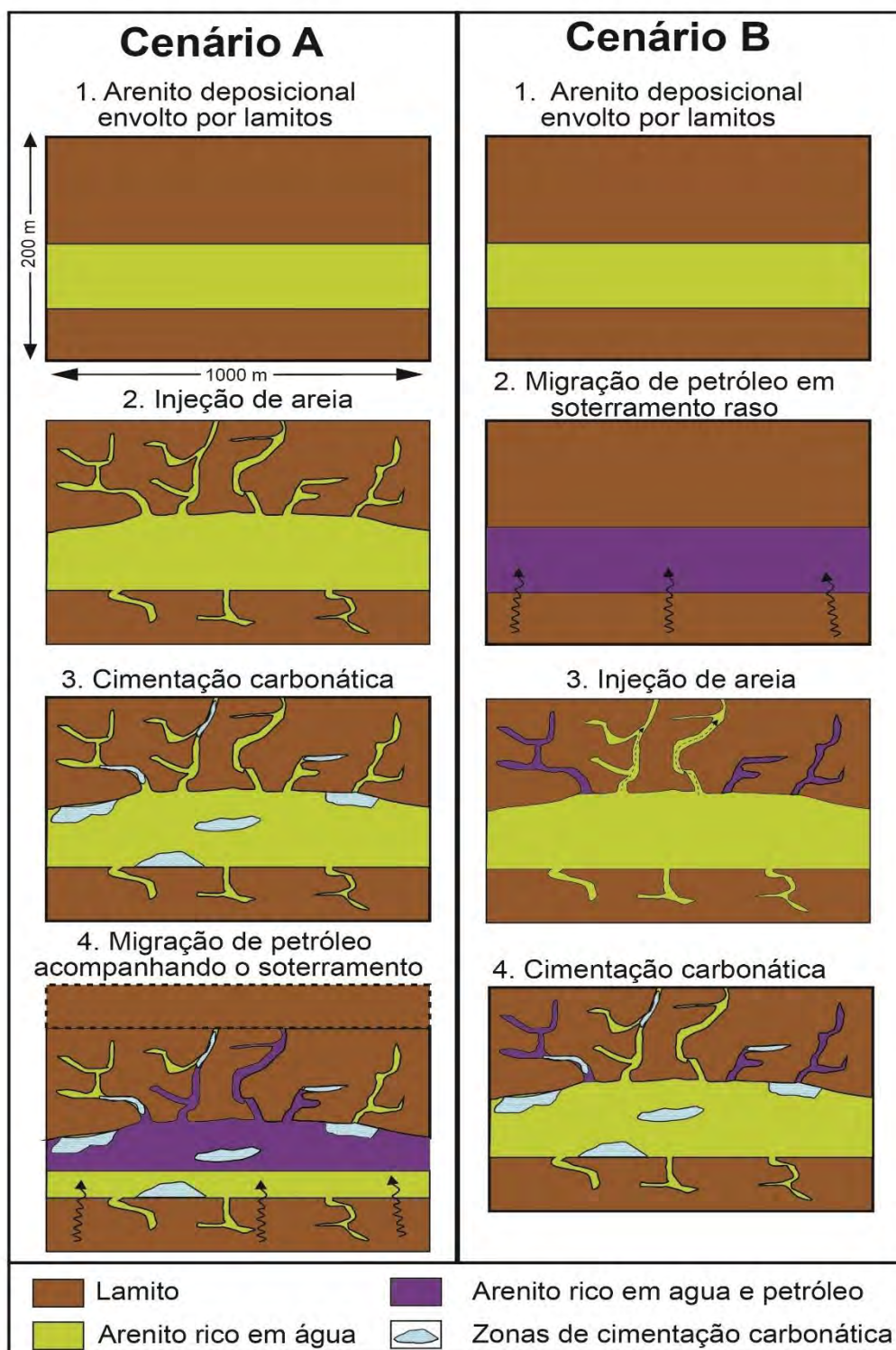


Figura 3.27 – Ilustração de dois cenários de evolução de reservatórios de injetitos com diferentes tempos relativos de injeção de areia, migração de petróleo e cimentação (carbonato). Cenário A: A injeção de areia ocorre em profundidade de soterramento rasa, seguida por cimentação localizada de carbonato e subsequente migração de petróleo. Barreiras de cimentação carbonática impedem a migração de petróleo para algumas das injeções. Cenário B: O petróleo migra para os arenitos não consolidados em profundidade rasa (algumas centenas de metros). A injeção de areia ocorre e o petróleo escapa através das injeções que atingem o fundo oceânico (setas tracejadas). A cimentação carbonatada tardia reduz a porosidade e a permeabilidade, diminuindo a qualidade do reservatório. Modificado de Jonk et al., (2005).

3.4.2. Estilos de armadilhas (*traps*) de intrusões de areia

Os injetitos de areia formam um novo estilo de captura de hidrocarbonetos, com arenitos intrusivos ocorrendo como armadilhas discretas em combinação com características estruturais e estratigráficas (Hurst et al., 2005). Injetitos de grande escala podem ser potenciais arenitos de reservatórios (por exemplo, Lonergan et al., 2000; Huuse et al., 2004), formando variadas armadilhas intrusivas (Hurst et al., 2006), como intrusões em forma de pires e em asas (Jackson, 2011; Schwab et al., 2014) demonstrado na seção 3.2.3. Todas as armadilhas são uma combinação de diques, soleiras e intrusões irregulares que intrudem rochas de baixa permeabilidade as quais agem como unidades encaixantes para as armadilhas (Hurst e Cartwright, 2007). A definição de geometrias de armadilhas de reservatórios está aumentando com os avanços na qualidade e resolução de dados sísmicos 3D, permitindo a definição de alvos para poços de exploração. Diques, soleiras, topos escalonados, intrusões em forma de pires, asas e uma variedade de corpos irregulares são identificados como estilos de armadilhas. Corpos intrusivos de diques e soleiras não devem ser definidos estritamente como armadilhas estratigráficas ou estruturais, e sim como uma classe separada de armadilha, denominada armadilhas intrusivas (*intrusivetraps*) por Hurst et al., (2005). No entanto, inevitavelmente, as características estruturais podem estar intimamente relacionadas com os injetitos, tanto em sua gênese quanto nos processos pós-injeção (Cosgrove e Hillier 2000; Hurst et al. 2003a).

Normalmente, os injetitos não possuem contatos paralelos ao acamamento das unidades superiores e geralmente possuem uma rede complexa de areias intrusivas conectadas ao reservatório principal (Dixon et al., 1995; MacLeod et al., 1999; Bergslien et al., 2005). Portanto, a definição dos tipos de armadilha se torna complicada. O baixo caráter sísmico pode ser uma função do contraste limitado no caráter acústico entre o reservatório (areia) e o selo (lama) e/ou porque as injeções

de areia emanam das margens e a partir do topo de um corpo principal de areia, produzindo uma litologia mista altamente irregular. Relações discordantes entre injetitos e seus estratos encaixantes podem ser resolvidas com dados sísmicos e a avaliação dos dados de furos de sondagem. Dados de afloramentos revelam que muitas geometrias semelhantes ocorrem em escalas menores (Duranti et al. 2002a, b; Hurst et al. 2003a). Injetitos podem comprometer severamente a qualidade do selamento de reservatórios e também formar armadilhas de hidrocarbonetos mais rasas do que o esperado (Hurst et al., 2005; Frey-Martínez et al., 2007) especialmente quando complexos intrusivos e/ou extruditos são selados por estratos de granulação fina (Hurst et al., 2011).

Hurst et al (2005) propuseram cinco geometrias intrusivas básicas individuais de armadilhas intrusivas (**Fig. 3.28**), muitas das quais podem ocorrer juntas, formando intrusões compostas como por exemplo intrusões em asas e intrusões em forma de pires. Algumas dessas estruturas podem ser individualmente pequenas demais para contribuir como reservas, mas, coletivamente, formam sistemas conectados com potencial de reserva significativo. Abaixo segue a descrição de cada uma dessas armadilhas intrusivas propostas por Hurst et al., 2005:

- **Diques intrusivos**: os diques têm uma distribuição e geometria complexa (**Fig. 3.28a**) que, quando ocorrem acima dos principais corpos de areia, contribuem para o característico 'reservatório superior pobremente definido' comum em muitos campos de injetitos de areia. Os diques podem alimentar, ser alimentados por, cortar transversalmente ou transformar em soleiras. Diques íngremes tendem a ter mais geometria colunar.

- **Soleiras intrusivas (*sills*)**: as soleiras são aproximadamente paralelas ao acamadamento e geralmente apresentam margens abruptas com os estratos encaixantes (**Fig. 3.28b**). Eles podem subir ou descer na estratigrafia sem se transformar em diques. Eles podem alimentar e são alimentados por diques, ou podem emanar das margens dos corpos deposicionais. Os estratos encaixantes fornecem selamento superior, lateral e inferior.

- **Extruditos**: essa categoria de armadilha foi descrita por Hurst et al., (2005) como —soleiras emergentes ou lençóis de areia”, referentes a corpos de areia paralelos ao acamadamento formados pela extrusão de areia em um fundo marinho, alimentados por diques subjacentes (**Fig. 3.28c**). Os extruditos possuem geometria

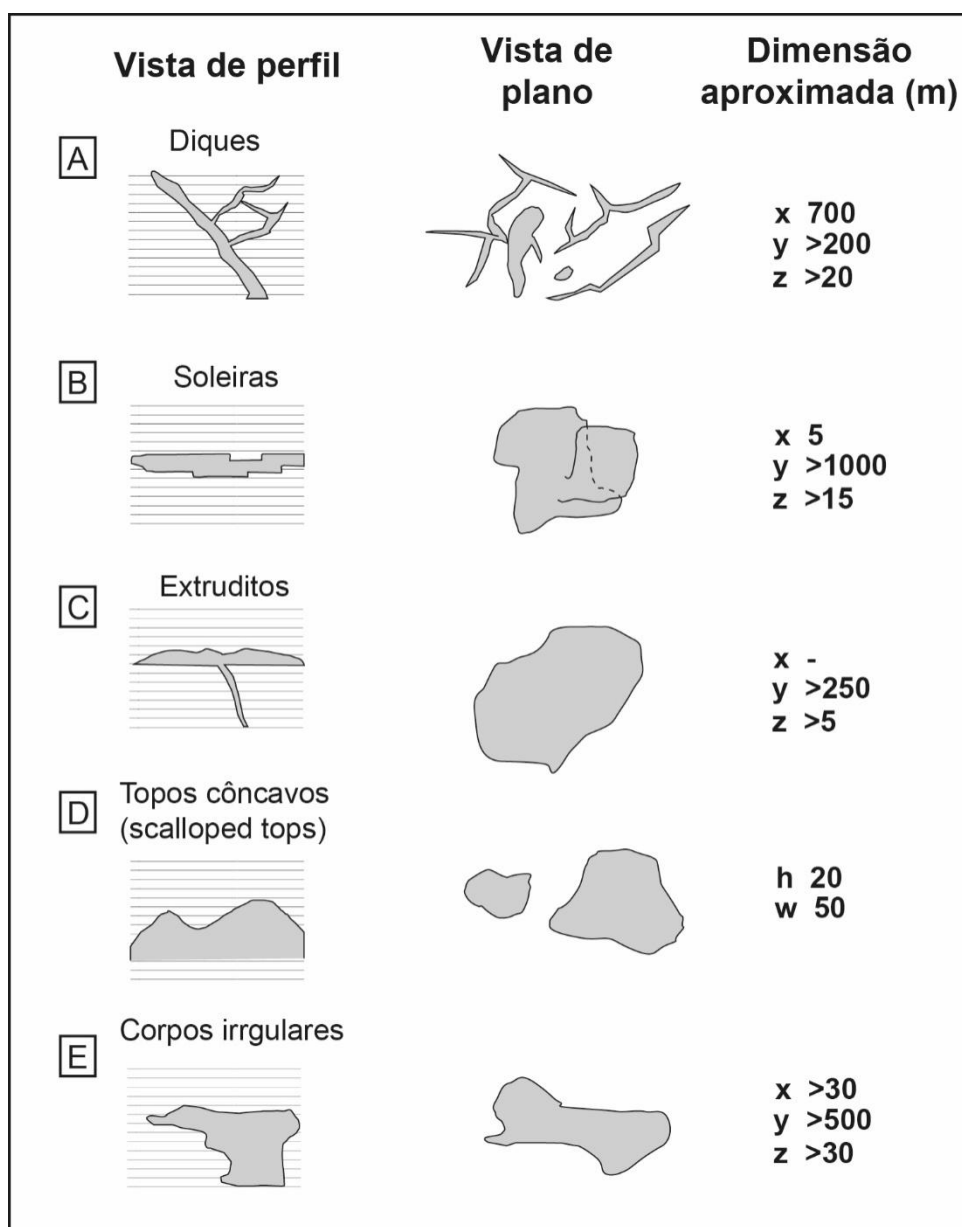


Figura 3.28 – Classificação de armadilhas intrusivas (traps) (modificado de Hurst et al., 2005). A) diques; B) soleiras intrusivas; C) extruditos (soleiras emergentes); D) escarpas recortadas; E) corpos irregulares. Essas feições ocorrem em uma ampla gama de escalas, de centímetros a centenas de metros em vista plana, e milímetros a dezenas de metros em seção vertical. x, y e z estão em metros; h = altura, w = largura.

cônica geral de baixo relevo, que pode ser influenciada e modificada por irregularidades no fundo do mar. Um possível exemplo da expressão sísmica de uma armadilha extrusiva revela à vista em planta uma forma aproximadamente circular e geometria paralela ao amadamento. Para formar armadilhas de hidrocarbonetos, os extruditos necessitam deposição posterior de uma litologia de selante superior.

- **Topos côncavos:** são intrusões com feições côncavas interpretadas como presentes ao longo dos topos dos corpos de areia originalmente deposicionais (**Fig. 3.28d**). Os topos arqueados têm contatos erosivos e fortemente discordantes com litologias sobrepostas. É difícil definir sua geometria em plano, tanto por causa dos limites de resolução sísmica quanto pelos efeitos de falhas pré e pós-deposicionais. Análogos de afloramentos no arenito de Santa Margarita (Mioceno-Plioceno), Santa Cruz, Califórnia, apresentam características semelhantes (Duranti et al., 2002a, b).

- **Corpos irregulares:** essas armadilhas têm uma variedade de geometrias que são tipificadas por contatos abruptos e discordantes superiores, laterais e, em alguns lugares basais com as rochas encaixantes (**Fig. 3.28e**). As margens laterais são muito irregulares e os corpos de areia podem se expandir para cima, formando formas de 'cogumelo'. Excelentes exemplos ocorrem dentro de afloramentos de Santa Cruz Mudstone, Califórnia (Thompson et al., 1999), e muitas unidades de reservatório nos campos de Harding (Dixon et al., 1995), Alba (Duranti et al., 2002a, b) e Gryphon (Purvis et al., 2002) no Mar do Norte provavelmente têm essa origem.

A importância dos injetitos de areia como armadilhas distintas é recente. Como os injetitos de areia influenciam os estilos de armadilhas, o reservatório, o selamento, e a migração de fluidos (secundária), eles têm uma função central no desenvolvimento e na modificação de novos conceitos de campos petrolíferos existentes (Hurst e Cartwright, 2007). Esses autores destacam que é provável que a exploração criativa e a análise detalhada das bacias, no devido tempo, gerem muitas prospecções em campos de injeção de areia. De fato, muitos destes campos no Mar do Norte foram explorados com sucesso com base em modelos de injeção (por exemplo, Volund Field; Hurst et al., 2015). Em áreas de produção maduras, onde os injetitos ocorrem com frequência dentro dos estratos subjacentes às principais unidades produtivas, deveria haver um foco maior na resolução da geometria, volume e potencial de hidrocarbonetos dos intervalos mais rasos que, em geral, não foram submetidos a um exame minucioso durante o desenvolvimento de campos mais profundos (Hurst e Cartwright, 2007) e que poderiam trazer muitos benefícios em termos de exploração e produção.

3.5. Sumário e conclusões

Grandes quantidades de pesquisa foram realizadas em complexos de intrusão de arenito. A geometria, a escala e a composição das intrusões estão bem

documentadas em todo o mundo a partir de uma ampla variedade de configurações deposicionais e tectônicas. Embora as propriedades físicas das intrusões de arenito sejam bem documentadas, há dificuldades significativas para entender os processos que as causam. Essas dificuldades também são expressas em ambiguidades ao avaliar o possível mecanismo gatilho.

As maiores intrusões e complexos intrusivos são relatados em ambientes de águas profundas, onde a natureza isolada dos corpos de areia originais (por exemplo, canais turbidíticos) e a natureza de granulação fina das litologias selantes (e.g. lamito) permitem a retenção de fluidos e o aumento da pressão dos poros. Os sedimentos sob pressão podem atingir condições supra-litostáticas e promover a fraturamento hidráulico das rochas encaixantes, criando um gradiente de pressão entre fraturas e corpos deposicionais. Essa pressão em desequilíbrio é equilibrada pela migração do fluido de sobrepressão fluidizando e remobilizando areia das unidades-fonte injetando-as em direção às fraturas em propagação. As intrusões de arenito de grande escala presentes na Bacia de San Joaquin e no Mar do Norte são algumas das maiores ocorrências conhecidas com grande impacto na indústria de hidrocarbonetos, pois formam sistemas de intrusivos interconectados para migração de fluidos e criam reservatórios potenciais, que também representam riscos durante a exploração de hidrocarbonetos. Assim, uma maior compreensão da organização arquitetônica, evolução diagenética e dos mecanismos por trás de sua formação podem fornecer informações importantes para auxiliar o desenvolvimento de modelos aprimorados de bacias e reservatórios.

Os injetitos de areia têm claramente um impacto significativo em várias bacias com particular importância nos sistemas clásticos de águas profundas (Hurst e Cartwright, 2007). Esses autores enfatizam que há relutância de muitos sedimentologistas e geólogos de petróleo em considerar a presença de injetitos de areia como um elemento importante nas bacias e em modelamentos de reservatórios. Embora aceito em alguns locais como reservatórios importantes associados a sistemas clásticos em águas profundas (por exemplo, Mar do Norte, Angola), o significado de injetitos de areia é subestimado em outros lugares. A exploração de armadilhas intrusivas está começando a ser utilizada e possivelmente representa um alvo significativo para novos poços de exploração. Podem haver muitos reservatórios clásticos em águas profundas em que os injetitos estão presentes e esta presença pode gerar efeitos significativos na extração de hidrocarbonetos. Os principais desafios acadêmicos, que podem apoiar diretamente

questões de exploração e produção, são adicionar rigor quantitativo ao entendimento qualitativo geral dos processos de remobilização e intrusão de areia em subsuperfície. Portanto é necessário um esforço multidisciplinar envolvendo amecânica de rochas, dinâmica de fluidos multifásicos, bem como investigações geológicas detalhadas e análises petrológicas para melhorar o conhecimento sobre injetitos.

Referências

Adams, A. E., MacKenzie, W. S. 1998. A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. Manson publishing, London. 180 p.

Adams, A. E., MacKenzie, W. S., Guilford, C., 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Harlow (Longman Group/Wiley), vi. 104. 217p.

Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary structures: their character and physical basis. Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, New York, v. 30B, 663p.

Allen P.A. & Mange-Rajetzky M.A. 1992. Sedimentary evolution of the Devonian Carboniferous Clair Field, offshore northwestern UK: impact of changing provenance. Marine and Petroleum Geology, 9:29-52.

Alvarez, W., Staley, E., O'Connor, D., Chan, M.A., 1998. Synsedimentary deformation in the Jurassic of southeastern Utah - a case of impact shaking? Geology 26, 579–582.

Andresen, K.J., Clausen, O.R., Huuse, M., 2009. A giant ($5.3 \times 10^7 \text{ m}^3$) middle Miocene (c. 15 Ma) sediment mound (M1) above the Siri Canyon, Norwegian–Danish Basin: Origin and significance. Marine and Petroleum Geology 26, 1640–1655.

Anderson, F.M. 1905. A stratigraphic study in the Mount Diablo Range of California. Proceedings of the California Academy of Sciences, third series. Geology, vol.2, no. 2, 156-252.

Anderson, R., Pack, R., 1915. Geology and Oil Resources of the West Border of the San Joaquin Valley North of Coaling, California. United States Geological Survey Bulletin, 603, 220 p.

Anderson, E.M. 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain, 2nd ed., 206 p., Oliver and Boyd, Edinburgh.

Archer, J.B., 1984, Clastic intrusions in deep-sea fan deposits of the Rosroe formation, lower Ordovician, western Ireland: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 1197–1205.

Atwater, T., 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *GSA Bulletin*, 81, 3513–3536.

Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific-north america plate tectonics of the neogene southwestern united states: An update. *International Geology Review*, 40, 375–402 p.

Baer, G., Beyth, M., Reches, Z., 1994. Dikes emplaced into fractured basement, Timna Igneous Complex, Israel. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, B12, p. 24,039-24,050.

Bhattacharji, S., Smith, C., 1964. Flowage differentiation. *Science* 145, 150–153.

Bartow, J. & Nilsen, T. 1990. Review of the Great Valley sequence, eastern Diablo Range and northern San Joaquin Valley, Central California. U.S. Geological Survey Professional Paper , p. 25.

Bartow, J.A. 1991. Cenozoic evolution of the San Joaquin Valley, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 1–40.

Bartow, J.A. 1996. Geologic map of the west border of the San Joaquin Valley in the Panoche Creek–Cantua Creek area, Fresno and San Benito counties, California. *Miscellaneous Investigations Series—US Geological Survey Map*, I-2430.

Beacom, L. E., Anderson, T. B., Holdsworth, R. E., 1999, Using basement-hosted clastic dykes as syn-rifting palaeostress indicators: an example from the basal Stoer Group, NW Scotland. *Geological Magazine*, v. 136, p. 301-310.

Bergslien, D., 2002. Balder and Jotun — Two sides of the same coin? A comparison of two Tertiary oil fields in the Norwegian North Sea. *Petroleum Geoscience*, v. 8, p. 349–363.

Briedis, N.A., Bergslien, D., Hjellbakk, A., Hill, R.E., Moir, G.J., 2007. Recognition Criteria, Significance to Field Performance, and Reservoir Modeling of Sand Injections in the Balder Field, North Sea. *In*: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand injectites: Implications for*

Hydrocarbon Exploration and Production: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 91–102.

Boehm, A., Moore, J.C., 2002, Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California: *Geofluids*, v. 2, p. 147–161

Boggs Jr., S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks, Second*. Cambridge, Cambridge University Press.

Braccini, E., de Boer, W., Hurst, A., Huuse, M., Vigorito, M. & Templeton, G. 2008. Sand Injectites. *Oilfield Review*, 20, 34–49.

Briedis, N. a, Bergslien, D., Hjellbakk, A., Hill, R.E., Moir, G.J., 2007. Recognition Criteria, Significance to Field Performance, and Reservoir Modeling of Sand Injections in the Balder Field, North Sea. In: Hurst, A. & Cartwright, J. (Eds). *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG Memoir, 87, p. 21– 35.

Brown, W.K., Karp, R.R., Grady, D.Z., 1983. Fragmentation of the universe. *Astrophys. Space Sci.* 94, 401-412.

Bryner, L., 1968. Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates. *Econ. Geol.* 63 (6), 692-693.

Cartwright, J., Huuse, M., Aplin, A., 2007. Seal bypass systems. *AAPG Bulletin*, v. 91, p. 1141–1166.

Cartwright, J., James, D., Huuse, M., Vetel, W., Hurst, A., 2008. The geometry and emplacement of conical sandstone intrusions. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 854–867.

Cartwright, J., 2010. Regionally extensive emplacement of sandstone intrusions: A brief review. *Basin Research*, 22, 502–516.

Cecile, M. P., and F. H. A. Campbell, 1977. Large scale stratiform and intrusive sedimentary breccias of the lower Proterozoic Goulburn Group, Bathurst Inlet, N.W.T: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 2364-2387.

Cobain, S.L., Peakall, J., Hodgson, D.M., 2015. Indicators of propagation direction and relative depth in clastic injectites: Implications for laminar versus turbulent flow processes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 127, 1816–1830.

Cobain, S.L., Hodgson, D.M., Peakall, J., Shiers, M.N., 2017. An integrated model of clastic injectites and basin floor lobe complexes: Implications for stratigraphic trap plays. *Basin Research*

Cosgrove, J.W., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments *American Association of Petroleum Geologists*, 85, 737–748.

Curtis, M.L., Riley, T.R., 2003. Mobilization of fluidized sediment during sill emplacement, western Dronning Maud Land, East Antarctica. *Antarctic Science* 15, 393–398.

Davies, R.J., Huuse, M., Hirst, P., Cartwright, J., Yang, Y. 2006. Giant clastic intrusions primed by silica diagenesis. *Geology*, 34, 917–920.

De Boer, W., Rawlinson, P.B., Hurst, A., 2007. Successful Exploration of a Sand Injectite Complex: Hamsun Prospect, Norway Block 24/9. *In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 65–68.*

Delaney, P. T., Pollard, D.D., 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dykes and breccia bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico: US Geological Survey Professional Paper, 1202.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: Emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 4920

De Ros L.F., Goldberg K., 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. *In: AAPG, Annual Convention and Exhibition, Long Beach, Abstracts Volume, p. 1.*

De Ros, L.F., Golberg K., Abel M., Victoreti F., Mastella M., Castro E., 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the Petroledge® System. *In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, Expanded Abstracts.*

Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. AAPG

Bulletin, v. 63, p. 2164–2182.

Dickinson, W.R., 1981. Plate tectonics and the continental margin of California. In: Ernst, W. G. (ed) *The geotectonic development of California*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, pp. 1–28.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Springer, p. 333-361.

Dickinson, W.R., 2002. Reappraisal of hypothetical Franciscan thrust wedging at Coalinga: Implications for tectonic relations along the Great Valley flank of the California Coast Ranges. *Tectonics*, v. 21, no. 5, p. 1039

Diggs, T.N., 2007. An outcrop study of clastic-injection structures in the Carboniferous Tesnus Formation, Marathon basin, Trans-Pecos Texas. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 209–219.

Diller, J.S., 1890. Sandstone dikes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 1, p. 411–442.

Dixon, R.J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, A.D., Alexander, R.W.S., Williams, M.C., Davies, K.G., 1995. Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment, Quadrant 9, UKCS. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 94, p. 77–94.

Dott, R.H., 1966. Cohesion and flow phenomena in clastic intrusions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 50, 610–611.

Dumitru, T.A., 1989. Constraints on uplift in the Franciscan Subduction Complex from apatite fission track analysis. *Tectonics*, v. 8, p. 197–220.

Duranti, D., Hurst, A., Bell, C., Groves, S., Hanson, R., 2002. Injected and remobilised Eocene sandstones from the Alba Field, UKCS: core and wireline characteristics. *Petroleum Geoscience*, 8, 99–107.

Duranti, D., Hurst, A., 2004. Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, v. 51, p. 503–529

Duranti, D., 2007. Large-scale sand injection in the Paleogene of the North Sea: Modeling of

energy and flow velocities. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 129–139.

Ernst, W.G., 1983. Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of Northern and Central California. *Tectonophysics*, v. 100, p. 287–320.

Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, 1409-1414.

Fisher, N. I., Lewis, T., Embleton, B. J. J., 1987. *Statistical Analysis of Spherical Data*. Cambridge University Press, Cambridge.

Flemings, P.B., Stump, B.B., Finkbeiner, T. & Zoback, M. 2002. Flow Focusing In Overpressured Sandstones: Theory, Observations, and Applications. *American Journal Of Science*, Vol. 302, pp. 827–855.

Fletcher W.K., Loch C.H., 1996. Transport equivalence of cassiterite and its application to stream sediment surveys for heavy minerals. *J. Geoch. Expl.*, 56:47-57.

Folk R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill's, 182 p.

Galland, O., 2013. Volcanic and Igneous Plumbing Systems : *Eos*, 94, 2013,

Gallo, F., Woods, A.W., 2004. On steady homogeneous sand-water flows in a vertical conduit. *Sedimentology*, 51, 195–210.

Graham, S.A., 1987. Tectonic controls on petroleum occurrence in central California. In: Ingersoll, R.V., Ernst, W.G. (Eds.), *Cenozoic Basin Development of Coastal California*. Rubey, vol. 6. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp. 47-63.

Glennie, K., Hurst, A., 2007. Fluidization and Associated Soft-sediment Deformation in Eolian Sandstones: Hopeman Sandstone (Permian), Scotland, and Rotliegend, North Sea. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 245–252.

Groves A.W., 1931. The unroofing of the Dartmoor Granite and the distribution of its detritus in the sediments of southern England. *Quat. J. Geol. Soc.*, 87:62-92.

Hansen, D.M., Cartwright, J. A , Thomas, D., 2004. 3D seismic analysis of the geometry of igneous sills and sill junction relationships, in Davies, R.J., Cartwright, J. A , Stewart, S. A , Lappin, M , and Underhill, J.R., (Eds.). 3D seismic technology: application to the exploration of sedimentary basins: Geological Society, London, Memoirs, 29, p. 199-208.

Hardie, J.K., 1999. Clastic Dikes Intruding Cretaceous Coals of Western Colorado. Bulletin of the Colorado Geological Survey, 53.

Harms, T.A., Jayko, A.S, Blake, M.C., 1992. Kinematic evidence for extensional unroofing of the franciscan complex along the coast range fault, northern diablo range, California. Tectonics, v. 11, p. 228–241.

Hartmann, L.A., Arena, K.R., Duarte, S.K., 2012. Geological relationships of basalts, andesites and sand injectites at the base of the Paraná volcanic province, Torres, Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 237–238, 97–111.

He, M., Graham, S., Scheirer, A.H., Peters, K.E., 2014. A basin modeling and organic geochemistry study in the Vallecitos syncline, San Joaquin Basin, California. Marine and Petroleum Geology, v. 49, p. 15–34.

Hildebrandt, C., Egenhoff, S., 2007. Shallow-marine massive sandstone sheets as indicators of palaeoseismic liquefaction—An example from the Ordovician shelf of Central Bolivia. Sedimentary Geology, 202, 581–595.

Hillier, R.D, J. W., Cosgrove, 2002. Core and seismic observations of overpressure-related deformations within Eocene sediments of the Outer Moray Firth, UKCS: Petroleum Geoscience, v. 8, p. 141-149.

Hiscott, R.N., 1979. Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle formation, Ordovician, Quebec. Journal of Sedimentary Petrology 49, 1–10.

Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. An outcrop example of large-scale conglomeratic intrusions sourced from deep-water channel deposits, Cerro Toro Formation, Magallanes basin, southern Chile. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 199–207.

Hubert J.F., 1971. Analysis of Heavy-Mineral Assemblage. *In*: Carver R.E. (ed.) *Procedures in Sedimentary Petrology*. Athens, Geórgia, Wiley Interscience, p.453-478.

Hunt, J.M., 1990. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid departments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74, 1–12.

Hurst A.R., Morton A.C. 1988. An application of heavy mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modeling in the Oseberg Field, northern North Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, 5:157-169.

Hurst, A., Cartwright, J., Duranti, D. 2003. Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 216, p. 123–138, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.09.

Hurst, A., Cartwright, J.A., Duranti, D., Huuse, M. & Nelson, M. 2005. Sand injectites: an emerging global play in deep-water clastic environments. *In*: Doré, A., Vining, B. (Eds.), *Petroleum Geology: North-west Europe and Global Perspectives*. Proceedings of the 6th Petroleum Geology conference. Geological Society, London, pp. 133–144.

Hurst, A., Cartwright, J.A., Huuse, M. & Duranti, D., 2006. Extrusive sandstones (extrudites): a new class of stratigraphic trap? *In*: Allen, M.R., Goffey, G.P., Morgan, R.K., Walker, I.M. (Eds.), *The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 254., pp. 289–300.

Hurst, A., Huuse, M., Cartwright, J., Duranti, D., 2007. Sand Injectites in Deep-water Clastic Reservoirs: Are They There and Do They Matter? *Atlas of deep-water outcrops: AAPG Studies in Geology*, 56, p. 1–24.

Hurst, A., Cartwright, J., 2007. Relevance of Sand Injectites to Hydrocarbon Exploration and Production. *In*: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG Memoir, 87, p. 1–19.

Hurst, A., Scott, A., Vigorito, M., 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, v. 106, p. 215–246.

Hurst, A., Huuse, M., Duranti, D., Vigorito, M., Jameson, E., Schwab, A. 2016. Application of outcrop analogues in successful exploration of a sand injection complex, Volund Field, Norwegian North Sea. *Geological Society, London. Special Publications*, 436 p.

Hurst, A., Vigorito, M., 2017. Saucer-shaped sandstone intrusions: An underplayed reservoir target. *AAPG Bulletin*, v. 101, p. 625–633.

Hurst, A., Morton, A., Scott, A. & Vigorito, M. 2017. Heavy-Mineral Assemblages In Sandstone Intrusions: Panoche Giant Injection Complex, California, USA. Abstract: Excellent exposure from part of the Panoche Giant Injection Complex in the San Joaquin Valley is used to examine provenance character. pp. 388–405.

Huuse, M., Duranti, D., Guargena, C. G., Prat, P., Holm, K., Steinsland, N., Cronin, B. T., Hurst, A., Cartwright, J. A., 2003. Sandstone intrusions: detection and significance for exploration and production. *First Break*, 21, 33–42.

Huuse, M., Duranti, D., Steinsland, N., Guaranga, C.G., Prat, P., Holm, K., Cartwright, J.A., Hurst, A., 2004. Seismic characteristics of large-scale sandstones intrusions in the Paleogene of the South Viking Graben, UK and Norwegian North Sea. In: Davies, R.J. Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A. & Steinsland, N. 2007. Seismic Characterization of Large-scale Sandstone Intrusions: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production. *AAPG Memoir 87*, p. 21–35.

Huuse, M., Mickelson, M., 2004. Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 141–155.

Huuse, M., Cartwright, J.A., Gras, R., Hurst, A., 2005. Kilometre-scale sandstone intrusions in the Eocene of the Outer Moray Firth (UK North Sea): migration paths, reservoirs, and potential drilling hazards. In: Doré, A.G., Vining, B.A. (Eds.), *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives—Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*. Geological Society of London, pp. 1577–1594.

Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A., Steinsland, N., 2007. Seismic characterization of large-scale sandstone intrusions. In: Hurst, A. & Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*, vol. 87. *AAPG Memoir*, pp. 21–35.

Huuse, M., 2008. Sandstone intrusions: Implications for exploration and production. *World Oil*, v. 229, p. 87–91.

Huuse, M., Jackson, C.A.L., Van Rensbergen, P., Davies, R.J., Flemings, P.B., Dixon, R.J., 2010. Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: An overview. *Basin Research*, v. 22, p. 342–360.

Ingersoll, R. V., 1982. Initiation and evolution of the Great Valley forearc basin of northern and central California. In: Leggett, J. K. (ed), *Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Geological Society of London, Special Publications, 10, pp. 459–467.

Ingersoll, R.V., & others 1984. The Effect of Grain Size on Detrital Modes: A Test of the Gazzi-Dickinson Point-Counting Method. *SEPM Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, 1, p. 103-116.

Ingersoll, R. V., 2008. Subduction-Related Sedimentary Basins of the USA Cordillera. In: Miall, A.D. (Ed.), *The sedimentary Basins of the United States and Canada*. In: Hsü, K.J. (Ed.), *Sedimentary Basins of the World*. Elsevier, v. 5, p. 395-428.

Jackson., C.A.L., 2007. The geometry, distribution and development of clastic injections in slope systems: seismic examples from the Upper Cretaceous Kyrre Formation, Måløy Slope, Norwegian Margin. *Sand injectites: implications for hydrocarbon exploration and production*, 37–48.

Remus, M.V.D., Souza, R.S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N., Vignol-Lelarge, M.L., 2018. Proveniência sedimentar : métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*.

Jackson, C.A.L., Huuse, M., Barber, G.P., 2011. Geometry of winglike clastic intrusions adjacent to a deep-water channel complex: Implications for hydrocarbon exploration and production. *AAPG Bulletin*, 95, 559–584.

Jebrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* 12, 111-134.

Jenkins, O.P., 1930. Sandstone dikes as conduits for oil migration through shales. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 159, p. 605–617.

Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, v. 159, p. 605–617.

Jonk, R., 2003. The Origin And Diagenesis of Intruded Sandstones. PhD thesis. P. 635.

Jonk, R., Mazzini, A , Duranti, D., Pamel, J., Cronin, B., Hurst, A. , 2003(a). Fluid escape from reservoirs: implications from cold seeps, fractures and injected sands Part 2. The fluids involved: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 78-79, p. 297-300.

Jonk, R , Duranti, D., Parnell, J., Hurst, A , Fallick, A.E., 2003(b). The structural and diagenetic evolution of injected sandstones: examples from the Kimmeridgian of NE Scotland: *Journal of the Geological Society, London*, v. 164, p. 881-894.

Jonk, R., Cronin, B.T., Hurst, A., 2007. Variation in Sediment Extrusion in Basin-floor, Slope, and Delta-front Settings: Sand Volcanoes and Extruded Sand Sheets from the Namurian of County Clare, Ireland. *The American Association of Petroleum Geologist*, 87, 221–226.

Jonk, R., 2010. Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow. *Basin Research*, 22, 603–621.

Johnson, A. M., Pollard, D.D., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I: *Tectonophysics*, v. 18, p. 261-309.

Kane, I.A., 2010. Development and flow structures of sand injectites: The Hind Sandstone Member injectite complex, Carboniferous, UK. *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1200–1215.

Kawakami, G., Kawamura, M., 2002. Sediment flow and deformation (SFD) layers: evidence for intrastratal flow in laminated muddy sediments of the Triassic Osawa Formation, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research*. 72, 171–181.

Krynine P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. *J. Geol.*, 54: 65-87.

Krueger, S.W., Jones, D.L., 1989. Extensional fault uplift of regional Franciscan blueschists due to subduction shallowing during the Laramide orogeny. *Geology*, v. 17, p. 1157–1159.

Kunii D., Levenspiel O., 1969. *Fluidization Engineering*. Howard Brenner. Imprint: Butterworth-Heinemann.pp: 491

Leeder, M.R., 1982. *Sedimentology: Process and Products*. Unwin Hyman, London. 344 pp.

Lewan, M.D., Dolan, M.P., Curtis, J.B., 2014. Effects of smectite on the oil-expulsion efficiency of the Kreyenhagen Shale, San Joaquin Basin, California, based on hydrous-pyrolysis experiments. *AAPG Bulletin*, v. 98, p. 1091–1109.

Lewis, D.W., 1973. Polyphase limestone dikes in the Oamaru region, New Zealand. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 1031–1045.

Lillis, P. G., Magoon, L. B., 2007. Petroleum systems of the San Joaquin Basin province, California: Geochemical characteristics of oil types. In: Scheirer, A.F.D. (ed.), *Petroleum systems and geological assessment of oil and gas in the San Joaquin Province, California*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1713, chapter 9, 52 p.

Lindholm, R. C., 1987. *A practical approach to sedimentology*. London, Allen & Unwin.

Lisle, R.J., Leyshon, P.R., 2004. *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Engineers*. Second Edition (First Edition 1996), Cambridge University Press, p. 112.

Lonergan, L.; Lee, N.; Johnson, H.D.; Jolly, R.J.H.; Cartwright, J.A., 2000, Remobilization and injection in deep water depositional system: implications for reservoir architecture and prediction, in 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference, p. 515–532.

Løseth, H.L., Wensaas, B., Arntsen, N., Hovland, M., 2003. Gas and fluid injection triggering shallow mud mobilization in the Hordaland Group, North Sea. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R., Maltman, A., Morley, C. (Eds.), *Subsurface sediment mobilization: Special Publications*, vol. 216. Geological Society, London, pp. 139–157.

Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204.

Lowe, D.R., 1976. Subaqueous liquefied and fluidised sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23, 285–308.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297.

Lowe, D.R., 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* 35, 765–776.

Lowe, D.R., Lopiccolo, R.D., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 484–501.

MacLeod, M.K., Hanson, R.A., Bell, C.R., McHugo, S., 1999. The Alba Field ocean bottom cable seismic survey: Impact on development. *The Leading Edge*, v. 18, p. 1306–1312.

Mange M.A., Maurer H.F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. London, Chapman and Hall, 147 p.

Mange M.A., Morton A.C., 2007. Geochemistry of heavy minerals. In: Mange M.A. & Wright D.T. (eds.) *Developments in Sedimentology*, 58:345-391.

Mange-Rajetzky, M.A., 1995. Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high-resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. In: Dunay R.E. & Hailwood E.A. (eds.) *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. Geol. Soc. Spec. Publ., 89:23-30

Mange M.A., Wright D.T., 2007. High-resolution heavy mineral analysis (HRMA): a brief summary. In: Mange M.A. & Wright D.T. (eds.) *Developments in Sedimentology*, 58:433-436.

Mangerud, G., Dreyer, T., Søyseth, L., Martinsen, O., Ryseth, A., 1999. High-resolution biostratigraphy and sequence development of the Palaeocene succession, Grane Field, Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 152, 167-184.

Martill, D.M., Hudson, J.D., 1989. Injection clastic dykes in the Lower Oxford Clay (Jurassic) of central England: relationship to compaction and concretion formation. *Sedimentology* 36, 1127–1133.

McKie, T., Rose, P.T.S., Hartley, A.J., Jones, D.W., Armstrong, T.L., 2015. Tertiary deep-marine reservoirs of the North Sea region: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 403, 1-16, 20.

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D.J., Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley and Sons, New York, pp. 197–218.

Milam, R.W., 1985. Biostratigraphy and sedimentation of the Eocene and Oligocene Kreyenhagen Formation, central California. PhD thesis, Stanford University, Stanford, 240 p.

Molyneux, S., Cartwright, J.A., Lonergan, L., 2002. Conical sandstone injection structures imaged by 3D seismic in the central North Sea, UK. *First Break*, 20, 383-393.

Montenat, C., P. Barrier, P. O. d'Estevou, 1991. Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy: *Tectonophysics*, v. 194, p. 203-215.

Morton A.C., 1985. Heavy mineral in provenance studies. In: Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co. p. 249-278.

Morton A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton A.C., Todd S.P, Haughton P.D.W. (eds.) *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 57:31-45.

Morton A.C., Hallsworth C.R., 1994. Identifying provenance- specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sed. Geol.*, 90:241-256.

Morton A.C., Hurst A., 1995. Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Staffjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea. In: Dunay R.E. & Hailwood E.A. (eds.) *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*. Geol. Soc. Spec. Publ., 89:3 22.

Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 124, p. 3–29.

Morton, A., Mcfadyen, S., Hurst, A., Pyle, J., Rose, P., 2014. Constraining the origin of reservoirs formed by sandstone intrusions: insights from heavy mineral studies of the Eocene in the Forties area, United Kingdom central North Sea. *AAPG Bulletin*, 98, 545–561.

Murchinson, 1827. On the coal field of Bora in Sutherlandshire and some other stratified deposits in the North of Scotland: *Geological Society of London*, v. 2, p. 293–326.

Namson, J.S., Davis, T.L., 1988. Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 257–273.

Newsom, J.F., 1903. Clastic dikes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 14, p. 227–268.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. (2nd ed.). Chichester, UK. Willey-Blackwell.

Nilsen, T.H., Dibblee, T.W., J., Simoni, T.R., 1974. Stratigraphy and sedimentology of the Cantua Sandstone Member of the Lodo Formation, Vallecitos Area, California. *SEPM Pacific Section Volume and Guidebook*, p. 38–68.

Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the locat. *Engineering Geology*, 44, 1–76.

Obermeier, S.F., 1998. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology* 50, 227–254.

Obermeier, S.F., Olson, S.M., Green, R.A., 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology* 76, 206–234.

OilVoice 2013. Solimar Energy Kreyenhagen project area joint venture status and operational update. http://www.4-traders.com/news/Oil-Shale-activity_escalating-round-Kreyenhagen-Project--14203379/

Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., 1997. Mechanisms for generating overpressure in edimentary basins: A reevaluation. *American Association of Petroleum Geologists*, 81, p. 1023–1041.

Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M. E., Preston, R. M., *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society, London, Special Public. 29: 11-24.

Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures form by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, 279–293.

Parize, O., 1988. Sills and dykes greseux sedimentaires: Paleomorphologie, fracturation precoce, injection et compaction: Ecole Des Mines De Paris, *Memoires des sciences de la terre*, No.7.

Paiker, B.H., 1933. Clastic plugs and dykes of the Cimarron Valley area of Union County, New Mexico: *Journal of Geology*, v. 41, p. 38-51.

Parnell, J., Kelly, J., 2003, Remobilisation of sand from consolidated sandstones: evidence from mixed bitumen-sand intrusions. In Van Rensburgen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., and Morley, C.K. (eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*: Geological Society, London, Special Publications 216, p. 505-513.

Palladino, G., Grippa, A., Bureau, D., Alsop, I.G., Hurst, A., 2016. Emplacement of sandstone intrusions during contractional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 89, 230–249.

Palladino, G., Alsop, G.I., Grippa, A., Zvirtes, G., Phillip, R.P., Hurst, A., 2018. Sandstone-filled normal faults: A case study from central California. *Journal of Structural Geology*, v. 110, p. 86–101.

Parize, O., Beaudoin, B., Fries, G., 1999. Deep-water massive sands: facies processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily - comment: *Sedimentary Geology*, v. 127, p. 111-118. 249

Parize, O., Friès, G., 2003. The Vocontian clastic dykes and sills: a geometric model. In: Van Rensbergen, P., Maltman, A.J., Morely, C.J. (Eds.), *Sub-surface sediment mobilization*: Geological Society of London Special Publication, 216, pp. 51–72.

Parize, O., Beaudoin, B., Eckert, S., Fries, G., Hadj-hassen, F., Schneider, F., Su, K., Tijani, A., Trouillier, A., De Fouquet, C., Vandromme, R., 2007a. The Vocontian Aptian and Albian syndepositional clastic sills and dikes: A field-based mechanical approach to predict and model the early fracturing of marly-limy sediments. *In*: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 163–173

Parize, O., Beaudoin, B., Champanhet, J.M., Friès, G., Imbert, P., Labourdette, R., Paternoster, B., Rubino, J.L., Schneider, F., 2007b. A Methodical Approach to Clastic Injectites: From Field Analysis to Seismic Modeling—Examples of the Vocontian Aptian and Albian Injectites (Southeast France). *In*: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 173–183.

Payne, M.B., 1951. Type Moreno Formation and overlying Eocene strata on the west side of the San Joaquin Valley, Fresno and Merced Counties. California Division of Mines, Geological Special Report, 9.

Peters, K.E., Magoon, L.B., Valin, Z. C., Lillis, P.G., 2007a. Source-rock geochemistry of the San Joaquin Basin Province, California. In: Scheirer, A.F. (Ed.), Petroleum systems and geologic assessment of oil and gas in the San Joaquin province, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1713, chapter 11, 102 p.

Peters, K.E., Magoon, L.B., Lampe, C., Hosford Scheirer, A., Lillis, P.G., Gautier, D.L., 2007b. A four-dimensional petroleum systems model for the San Joaquin Basin province, California. In: Scheirer, A.F. (Ed.), Petroleum systems and geologic assessment of oil and gas in the San Joaquin province, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1713, chapter 12, 35 p.

Peterson, G.L., 1967. Flow structures in sandstone dikes. *Sedimentary Geology*, v. 2, p. 177–190.

Phillips, F.J., Tipton, A., Watkins, R., 1974. Outcrop studies of the Eo-Oligocene Tumey Formation, Monocline Ridge, Fresno County, California: In, Payne, Max (field trip chairman), The Paleogene of the Panoche Creek – Catua Creek Area Central California. Geological Guide Book for the 1974 Fall Field Trip of the Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 99-131.

Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5. 119-133.

Plint, A. G., 1983, Liquefaction, fluidization and erosional structures associated with bituminous sands of the Bracklesham Formation (Middle Eocene) of Dorset, England: *Sedimentology*, v. 30, p. 525-535.

Pollard, D.D., 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, v. 19, p. 233–269.

Pollard, D.D., Johnson, A.M., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah II: *Tectonophysics*, v. 18, p. 311-354.

Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S., Malthe-Sørensen, A., 2008. Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications. *Earth and Planetary*

Science Letters, v. 266, p. 195–204.

Pringle, J.K., Westerman, D.A., Stanbrook, D.A., Tatum, D.I., Gardiner, A.R., 2007. Sand Volcanoes of the Carboniferous Ross Formation, County Clare, Western Ireland: 3-D Internal Sedimentary Structure and Formation. *In*: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 227–231.

Purvis, K., Kao, J., Flanagan, K., Henderson, J., Duranti, D., 2002. Complex reservoir geometries in a deep water clastic sequence, Gryphon Field, UKCS: injection structures, geological modelling and reservoir simulation. *Marine and Petroleum Geology* 19, 161–179.

Ravier, E., Guiraud, M., Guillien, A., Vennin, E., Buoncristiani, J.F., Portier, E., 2015. Micro- to macro-scale internal structures, diagenesis and petrophysical evolution of injectite networks in the Vocontian Basin (France): Implications for fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, v. 64, p. 125–151.

Rawlinson, P.B., De Boer, W.D., Hurst, A., 2005. Successful exploration of a sand injectite complex: Hamsun prospect, Block 24/9, Norwegian North Sea. 67th EAGE Conference & Technical Exhibition, Madrid. Paper A-02.

Remus, M.V.D., Souza, R.S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N., Vignol-Lelarge, M.L., 2018. Proveniência sedimentar : métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*.

Satur, N., Hurst, A. 2007. Sand-injection structures in deep-water sandstones from the Ty formation (Paleocene), Sleipner Øst field, Norwegian North Sea. *In*: Hurst, A. & Cartwright, J. (Eds.), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production. AAPG Memoir 87, p. 113– 117.

Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic rocks and fragments: recommendations of the IUGS Sub commission on the systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9, p. 41-43.

Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge Univ. Press, p. 439.

Schwab, A.M., Jameson, E.W., Townsley, A., 2015. Volund Field: Development of an Eocene Sandstone Injection Complex, Offshore Norway. *In*: McKie, T., Rose, P.T.S., Hartley,

A.J., Jones, D. & Armstrong, T.L., (Eds.), Tertiary Deep-Marine Reservoirs of the North Sea Region: Geological Society of London, Special Publication, 403, p. 1–16.

Schwartz, H., Sample, J., Weberling, K.D., Minisin, D., Moore, J.C., 2003. An ancient linked fluid migration system: cold-seep deposits and sandstone intrusions in the Panoche Hills, California, USA. *Geo-Marine Letters*, 23, 340–350.

Scott, A., Vigorito, M., Hurst, A., 2009. The Process of Sand Injection: Internal Structures and Relationships with Host Strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 568–583.

Scott, A., Hurst, A., Vigorito, M., 2013. Outcrop-based reservoir characterization of a kilometer-scale sand-injectite complex. *AAPG Bulletin*, v. 97, p. 309–343.

Sharman, G.R., Schwartz, T.M., Shumaker, L.E., Trigg, C.R., Nieminski, N.M., Sickmann, Z.T., Malkowski, M.A., Hourigan, J.K., Schulein, B.J., Graham, S.A., 2017. Submarine mass failure within the deltaic Domengine Formation (Eocene), California (USA). *Geosphere*, v. 13, p. 950–973.

Schulein, B.J., 1993. Sedimentation and tectonics of the upper lower to lower middle Eocene Domengine Formation Vallecitos syncline, California. M.S. thesis: Stanford, California, Stanford University, 343 p.

Shoulders, S., Cartwright, J.A., 2004. Constraints on the timing and depth of intrusion of giant conical sandstone intrusions. *Geology* 32, 661–664.

Shoulders, S., 2005. Subsurface Remobilisation and Intrusion of Sand: Case Studies From the Faroe Shetland Basin and Se Utah. PhD thesis, Cardiff, UK, Cardiff University, 257 p.

Shoulders, S.J., Cartwright, J. & Huuse, M. 2007. Large-scale conical sandstone intrusions and polygonal fault systems in Tranche 6, Faroe-Shetland Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 173–188.

Shukla, M.K., Sharma, A., 2018, A brief review on breccia: it's contrasting origin and diagnostic signatures: *Solid Earth Sciences*, v. 3, p. 50–59.

Slagle, L.P., 1979. Depositional systems and structures of the middle Eocene Domengine-Yokut Sandstone, Vallecitos, California. M.S. thesis, Stanford, Calif., Stanford University, 59 p.

Smyers, N.B., Peterson, G.L., 1971. Sandstone dikes and sills in the Moreno shale, Panoche hills, California. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 3201–3207.

Stephens, T.L., Walker, R.J., Healy, D., Bubeck, A., England, R.W., 2018. Mechanical models to estimate the paleostress state from igneous intrusions. *Solid Earth*, v. 9, p. 847–858.

Sturkell, E.F.F., Ormö, J., 1997. Impact-related injections in the marine Ordovician Lockne impact structure, Central Sweden. *Sedimentology*, 44, 793–804.

Sullivan, R., Sullivan, M.D., 2012. Sequence Stratigraphy and Incised Valley Architecture of the Domengine Formation, Black Diamond Mines Regional Preserve and the Southern Sacramento Basin, California, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, v. 82, p. 781–800.

Surlyk, F., Noe-Nygaard, N., 2001. Sand remobilisation and intrusion in the Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland. *Geological Society of Denmark Bulletin*, 48, 169–188.

Surlyk, F., Gjelberg, J., Noe-Nygaard, N., 2007. The Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland: A Giant Sedimentary Injection Complex. In: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG Memoir, 87, p. 141–149.

Szarawarska, E., Huuse, M., Hurst, A., De Boer, W., Lu, L., Molyneux, S., Rawlinson, P.B., 2010. Three-dimensional seismic characterisation of large-scale sandstone intrusions in the lower Palaeogene of the North Sea: completely injected vs. in situ remobilised sandbodies. *Basin Studies*, 22, 517–532.

Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., 1998. Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview. In: Law, B.E., Ulmishek, G.F., Slavin, V.I. (Eds.), *Abnormal pressures in hydrocarbon environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 70, pp. 13–34.

Taylor, B.J., 1982. Sedimentary dykes, pipes and related structures in the Mesozoic sediments of south-eastern Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, 51, 1–42.

Taylor, R.G., Pollard, P.J., 1993. Mineralized Breccia Systems: Methods of Recognition and Interpretation. *Economic Geology Res. Unit, Key Center in Economic Geology, James Cook*

University of North Queensland, Townsville. Contrib. 46, 31 pp.

Thompson, B.J., Garrison, R.E., Moore, C.J. 1999. A late Cenozoic sandstone intrusion west of Santa Cruz, California. Fluidized flow of water and hydrocarbon-saturated sediments. *In*: Garrison, R.E., Aiello, I.W., Moore, J.C. (Eds.), Late Cenozoic Fluid Seeps and Tectonics along the San Gregorio Fault Zone in the Monterey Bay Region, California GB-76. Annual Meeting of the Pacific Section. American Association of Petroleum Geologists, Monterey, California, pp. 53–74.

Thompson, B.J., Garrison, R.E., Moore, C.J., 2007. A reservoir-scale Miocene Injectite near Santa Cruz, California. *In*: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 151–162.

Todd, T.W., Monroe, W.A., 1968. Petrology of Domengine Formation (Eocene) at Potrero Hills and Rio Vista, California. *Journal of Sedimentary Research*, v. 38, p. 1024–1039.

Tucker, M. E., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*, 3rd Ed. The Geological Field Guide Series. ix, 234 pp. Chichester: Wiley.

Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*, 2nd ed.: xv + 456 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.

Truswell, J.F., 1972. Sandstone sheets and related intrusions from Coffee bay, Transkei, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 578–583.

Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J., Raine, R. J., 2014. A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks. American Association of Petroleum Geologists.

Unruh, J., O'Connell, D., Block, L. V., 2004. Crustal structure of the ancestral northwestern California forearc region from seismic reflection imaging: Implications for convergent margin tectonics. *Tectonophysics*, v. 392, p. 219–240.

Unruh, J.R., Dumitru, T.A., Sawyer, T.L. 2007. Coupling of early Tertiary extension in the Great Valley forearc basin with blueschist exhumation in the underlying Franciscan accretionary wedge at Mount Diablo, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 119, p. 1347–1367.

Vétel, W., Cartwright, J., 2010. Emplacement mechanics of sandstone intrusions: Insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Basin Research*, v. 22, p. 783–807.

Vigorito, M., Hurst, A., Cartwright, J.A., Scott, A., 2008. Regional-scale subsurface sand remobilization: geometry and architecture. *Journal of the Geological Society*, v. 165, p. 609–612.

Vigorito, M., Hurst, A., 2010. Regional sand injectite architecture as a record of pore-pressure evolution and sand redistribution in the shallow crust: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Journal of the Geological Society*, v. 167, p. 889–904.

Zimmerman, J., 1944. Tumey Sandstone (Tertiary), Fresno County, California. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 28, n°7, p. 953–976.

Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results: in ZUFFA G.G., ed., *Provenance of Arenites*, NATO-ASI, Reidel Publ. Co., Dordrecht, p. 165-189.

Zvirtes, G., Hurst, A., Philipp, R.P., Palladino, G., Grippa, A., De Ros, L.F., 2017. Sandstone intrusion geometry and petrographic relationships in the Tumey Giant Injection Complex (Eocene), California (USA): AAPG International Convention and Exhibition, Huston (USA).

Zvirtes, G., Hurst, A., Philipp, R.P., Palladino, G., Grippa, A., 2019. The Tuemy Giant Injection Complex, Tumey Hills, California. *Geological Society, London, Spetial Publications*. (in press).

Winslow, M. A., 1983. Clastic dyke swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 1073-1080.

Yardley, G.S., Swarbrick, R.E., 2000. Lateral transfer: a source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology*, 17, 523-537.

Yond, T. L., 1973. Liquefaction, flow and associated ground failure. *U.S. Geological Survey Circular 688*, 16p.

Capítulo 4 – Paper 1

Accepted Manuscript

Geological Society, London, Special Publications

The Tumey Giant Injection Complex, Tumey Hill, California (USA)

G. Zvirtes, A. Hurst, R. P. Philipp, G. Palladino & A. Grippa

DOI: <https://doi.org/10.1144/SP493-2019-3> Received 12 January 2019

Revised 23 May 2019

Accepted 29 June 2019

© 2019 The Author(s). Published by The Geological Society of London. All rights reserved. For permissions: <http://www.geolsoc.org.uk/permissions>. Publishing disclaimer: www.geolsoc.org.uk/pub_ethics

To cite this article, please follow the guidance at <https://www.geolsoc.org.uk/onlinefirst#how-to-cite>

Manuscript version: Accepted Manuscript

This is a PDF of an unedited manuscript that has been accepted for publication. The manuscript will undergo copyediting, typesetting and correction before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the book series pertain.

Although reasonable efforts have been made to obtain all necessary permissions from third parties to include their copyrighted content within this article, their full citation and copyright line may not be present in this Accepted Manuscript version. Before using any content from this article, please refer to the Version of Record once published for full citation and copyright details, as permissions may be required.

The Tumey Giant Injection Complex, Tumey Hill, California (USA)

G. Zvirtes^{1, 3*}, A. Hurst¹, R.P. Philipp², G. Palladino^{1, 4}, A. Grippa¹

¹ *Department of Geology and Petroleum Geology, School of Geosciences University of Aberdeen, Aberdeen, AB24 3FX, United Kingdom.*

² *Department of Mineralogy and Petrology, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, AV. Bento Gonçalves, 9500, RS, Brazil.*

³ *Postgraduate Program of Geoscience (PPGGEO) of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, AV. Bento Gonçalves, 9500, RS, Brazil.*

⁴ *Dipartimento di Scienze, Università degli Studi della Basilicata, Potenza, Italy.*

*Corresponding author (e-mail: g.zvirtes@abdn.ac.uk)

Abstract: The Tumey Giant Injection Complex (TGIC) is a regionally-developed sandstone intrusion complex emplaced into deep-water Kreyenhagen Shale (Eocene) in the San Joaquin Basin, Central California. Detailed geological mapping, stratigraphic reconstruction and outcrop description, supported by structural analysis, allowed the architectural characterisation of the TGIC. The complex is described as two main stratigraphically-constrained intervals: i) a lower interval (250m thick) emplaced into clay-rich mudrock, consisting dominantly of sills with stepped and multi-layered geometry; ii) an upper interval (200m thick) characterized by injection breccia and large wing-like intrusions (ca. 600m width x 100m high) emplaced within predominantly biosiliceous mudrock strata. The intrusions in both intervals were derived from turbiditic channel-fills intensely modified by sand fluidisation. Sandstone intrusions and fractures affecting host strata are dominantly oriented sub-parallel to the basin axis striking between NW-SE and N-S, mainly dipping to NE and forming asymmetric saucer-shaped intrusions, suggesting structurally-driven hydraulic fracturing and sand emplacement. The absence of a deep aquifer and potential sand sources underlying the complex suggests a lateral contribution of fluid flow. The TGIC occurs at a scale similar to injection complexes recognized in the subsurface and is a valuable reservoir analogue for hydrocarbon accumulations associated with sand injectites.

Keywords: giant sand injection complex; San Joaquin Basin; intrusion geometry; intrusion architecture; injection breccia; subsurface analogue.

Giant sand injection complexes form when regional hydraulic fracturing in the shallow subsurface promotes sand fluidisation and injection. The hydraulic fracturing typically occurs in fine grained host strata, and coincides with the presence of depositional sandstone (parent units) from which sand fluidises and injects (Vigorito & Hurst 2010; Hurst *et al.* 2011). Giant sand injection complexes are significant in petroleum systems because parts of them are known hydrocarbon reservoirs (Dixon *et al.* 1995; Hurst *et al.* 2005; Briedis *et al.* 2007; Hurst & Cartwright 2007; Hurst *et al.* 2007; Braccini *et al.* 2008; Huuse *et al.* 2010). They form intrusive traps (Hurst *et al.* 2005), in which associated stratigraphic traps may occur (Hurst *et*

al. 2006; Cobain et al. 2017), form highly permeable conduits for fluid migration (Jenkins 1930; Hurst et al. 2003a) and may act as seal breaches (Cartwright *et al.* 2007). Large-scale sandstone intrusions are described from the North Sea (Paleogene), where they are identified as significant reservoirs (Dixon *et al.* 1995; MacLeod *et al.* 1999; Bergslien, 2002; Duranti *et al.* 2002; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2005; Szarawarska *et al.* 2010) and are increasingly recognized in petroleum provinces globally (Huuse et al. 2010).

Regionally developed hydraulic fractures require a sealing lithology (host unit) and a rate of ingress of a very large (unconstrained) volume of pore fluid that greatly exceeds the transmissivity of the seal (Vigorito & Hurst 2010; Hurst *et al.* 2011). Poor consolidation typifies host strata and parent units in very shallow (200-500m) burial, and small changes in hydrostatic or lithostatic gradient create supra-lithostatic pore-fluid pressure (Jolly & Lonergan 2002; Hurst *et al.* 2011). When hydraulic fractures form, they are held open by pore fluid pressure, and as flow velocity rises, transmit fluidised sand into the fractures (Hurst *et al.* 2003b; Vigorito & Hurst 2010). With the exception of features large enough to be imaged on seismic, subsurface data provide limited insight into the presence of hydraulic fractures unless continuous core recovers micro-fractured mudstone. Even steep (>40° to bedding) vertically and laterally extensive fractures with sandstone fills (dykes) are rarely detected (Grippa et al. 2019). Because of this, outcrop analogues are particularly valuable, both to provide guidance regarding diagnostic characteristics, and spatial data at higher resolution than subsurface data, while at a similar lateral and vertical scale.

Underestimation of petroleum resources in sandstone intrusions is commonplace, and attributed largely to the lack of resolution and detection of seismic data (Huuse et al. 2007; Skjaerpe et al. 2018; Satur et al. *this volume*). Although descriptions of high-quality outcrop of sandstone intrusions is increasingly common (Boehm & Moore 2002; Hubbard *et al.* 2007; Parizeet *et al.* 2007; Surlyket *et al.* 2007; Thompson *et al.* 2007; Scott et al. 2009; Cobain et al. 2015), most of these have limited lateral and vertical extent. One of the aims of this study is to provide detailed outcrop data of the Tumey Giant Injection Complex to better understand its genesis and evolution, and to support interpretation of subsurface data by identifying and characterising detailed geometric and architectural relationships between sandstone intrusions, parent units and host strata. At Tumey Hill, the Tumey Giant Injection Complex (TGIC) emplaced in the Kreyenhagen Shale of the San Joaquin Basin (Fig. 1) during the late Eocene has an exposed vertical thickness exceeding 450 m and extends laterally up to 4 km (Fig. 2). This facilitates accurate characterisation of stratigraphic architecture, the geometry and structure of sandstone intrusions, and their relationship to host strata and depositional parent units. In this research the detailed mapping and interpretation of the outcrop of the TGIC allowed (1) the reconstruction of the complex architecture, (2) the definition of the structural organization of the intrusive network, (3) the evaluation of the geological conditions which controlled the priming and trigger mechanisms that led to overpressuring of parent

units, subsequent hydraulic fracturing of host strata, and sandstone intrusion, and (4) the assessment of the TGIC as a giant injection complex reservoir.

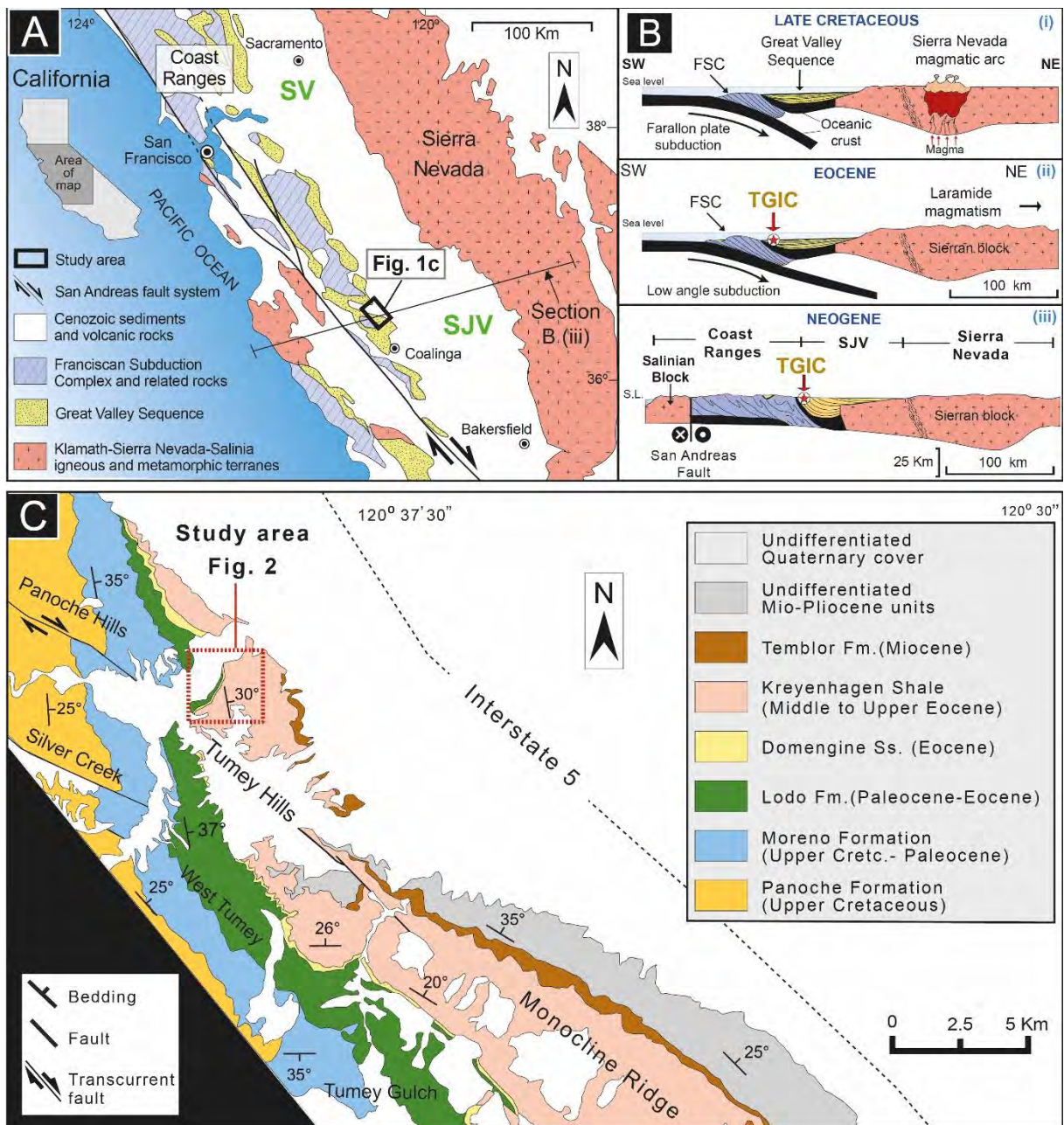


Figure 1 – Location and geological context of the study area. (a) Simplified geological map of north and central California with location of study area (Modified Dickinson & Seeley, 1979); (b) W-E geological cross-sections showing the tectonic evolution of the Great Valley forearc basin from Late Cretaceous to present and the relative position of the TGIC emplaced during the Eocene in the west border of the basin. (c) Regional geological map of the study area with the relevant stratigraphic units (modified from Bartow 1996).

1. Geological Setting

The TGIC is exposed discontinuously along the eastern flank of the California Coast Ranges for approximately 20 km between Monocline Ridge on the south and Tumey Hills on

the north (Fig. 1). The Kreyenhagen Shale (KS), within which the TGIC developed, is part of the Great Valley Group (GVG) (Ingersoll 1982) which was deposited following the Nevadan orogeny in the Late Jurassic to Oligocene as a N-S elongate forearc basin (Dickinson 1981; Ingersoll 2008). It developed in an Andean-style convergent margin setting (Graham 1987) with an arc-trench system created by the subduction of the oceanic Farallon plate under the continental North American plate to the east (Atwater 1970; Atwater & Stock 1998), forming the Sierran magmatic arc and the Franciscan subduction complex developed to the east and west of the basin, respectively (Fig. 1a and 1b).

The Tumey Hill area (Figs. 1c and 2) consists of Upper Paleocene to Miocene marine and non-marine strata with several unconformities associated with tectonic pulses and sea level fluctuations (Bartow & Nilsen 1990; Bartow 1991). It is part of the deformed western margin of the San Joaquin Basin, structured in a regionally asymmetric synclinorium with a steep western limb dipping at 30-50° to west and a gently dipping eastern limb (Ernst, 1983). The present structural configuration of the western flank of the San Joaquin Basin consists of an extensive array of NW-SE trending *enéchelon* folds (Bartow 1996; Dickinson 2002) that form alternating anticlines and synclines often underlain by thrust planes (Namson & Davis 1988; Bartow 1991) (Fig. 1c and 2).

The oldest unit cropping out in Tumey Hill (Fig. 1c) is the Moreno Formation (Anderson & Pack 1915), which consists of an Upper Cretaceous to Lower Paleocene sequence of mudstone and channelized turbiditic sandstone deposited in slope and shelf-edge setting (Payne 1951; McGuire 1988), hosting the Panoche Giant Injection Complex (Vigorito *et al.* 2008; Vigorito & Hurst 2010). The top of Moreno Fm. is eroded by a regional unconformity overlain by the Lodo Formation (Late Paleocene to Early Eocene), which consists of grey claystone and siltstone and arkosic sandy turbidites interpreted as submarine fan deposits in a moderately deep basin, likely related to a trench-slope basin with palaeocurrent predominantly toward NW (Nilsen *et al.* 1974). During the Middle Eocene, the San Joaquin Basin shoaled and the coastline prograded depositing the shallow-marine deltaic and estuarine sediments of the Domengine Formation (Slagle 1979; Todd & Monroe, 1968; Schulein 1993; Sullivan & Sullivan 2012). Locally, the Domengine Formation records the collapse of the shelf by slope failure events (Sharman *et al.* 2017). Abrupt subsidence and basin-wide transgression led to the return of deep-marine conditions over most of the GVS (Milam 1985) resulting in widespread deposition of the Kreyenhagen Shale (Middle to Late Eocene) (Figs. 2 and 3).

The Kreyenhagen Shale, first defined by Anderson (1905), is a transgressive marine bathyal succession of siliciclastic and biosiliceous mudstone and shale, intervals of porcelanite and diatomite, and isolated and localised deep-water channelized turbiditic sandstone (Milam 1985) deposited in a submarine slope environment at middle to upper bathyal-outer neritic depth (Phillips *et al.* 1974). The Kreyenhagen Shale is an important

hydrocarbon source rock in the San Joaquin Basin (Lillis & Magoon 2007; Peters *et al.* 2007a, b) and was recently the focus for exploitation as an unconventional oil play (OilVoice 2013). The laminated character of some strata, and the total organic carbon content (Lewan *et al.* 2014), indicate deposition under low-oxygenation sea-floor conditions associated with an oxygen-minimum zone (Milam 1985; He *et al.* 2014). The mudstone and biosiliceous mudstone are the host strata for the TGIC (Figs 2 and 3), with sandstone intrusions associated with different modes of emplacement throughout the evolution of the injection complex (Palladino *et al.*, 2016, 2018). A significant erosional unconformity truncates the top of KS and the upper portion of the TGIC and forms the depositional surface upon which the 10-30 m thick Tumey Sandstone Lentil (Late Eocene) was deposited (Zimmerman 1944).

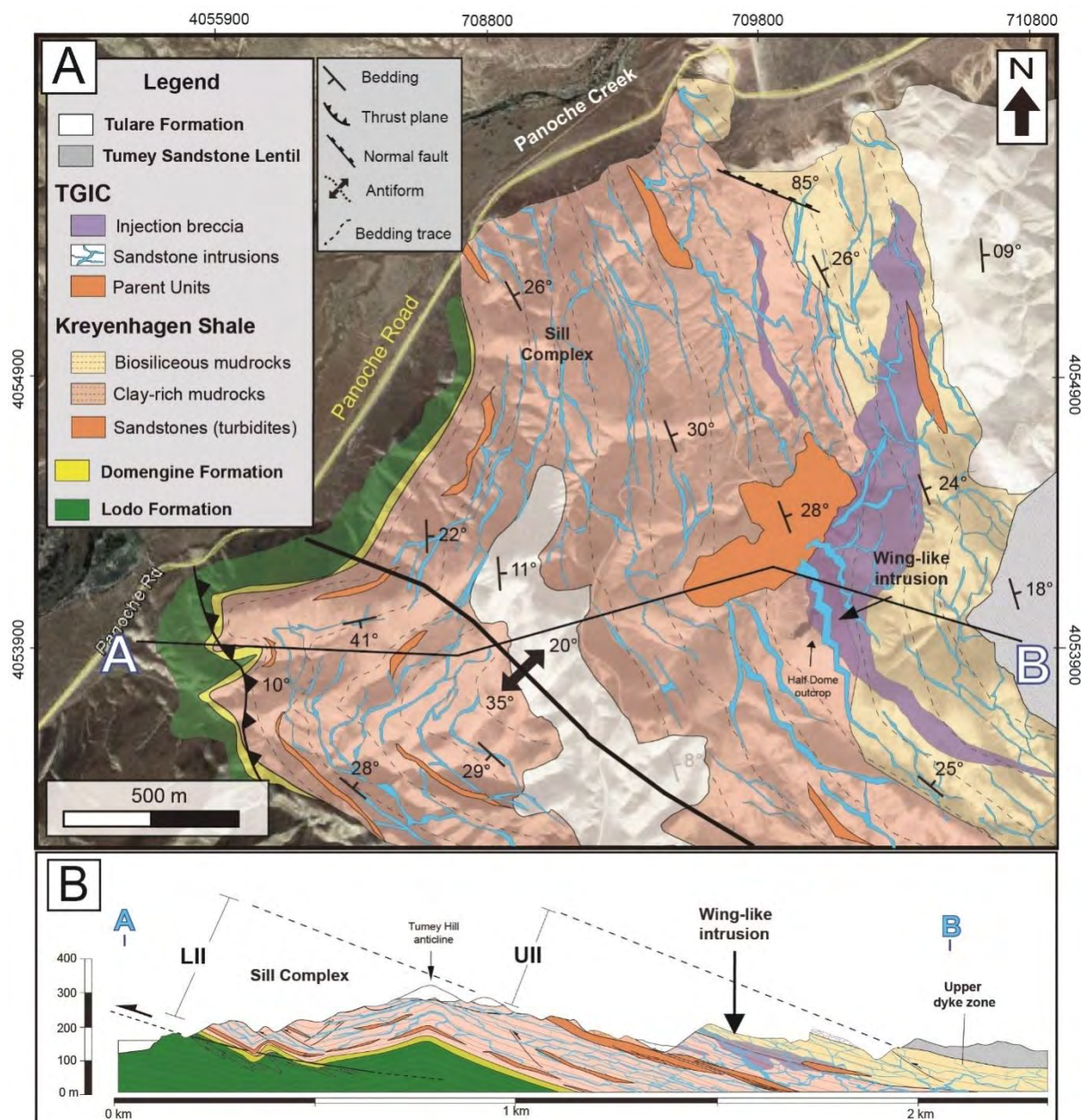


Figure 2 – (a) Detailed geological map of the Tumey Giant Injection Complex at Tumey Hill area showing the main depositional units and sandstone intrusions, excluding steep dykes. Note that the sandstone intrusions are schematic representations of the most expressive

bodies and not true thickness. (b) W-E geological cross section A-B (see map for location) of the Tumey Hill area. As in a, the sandstone intrusions are not in real scale for visualization purposes.

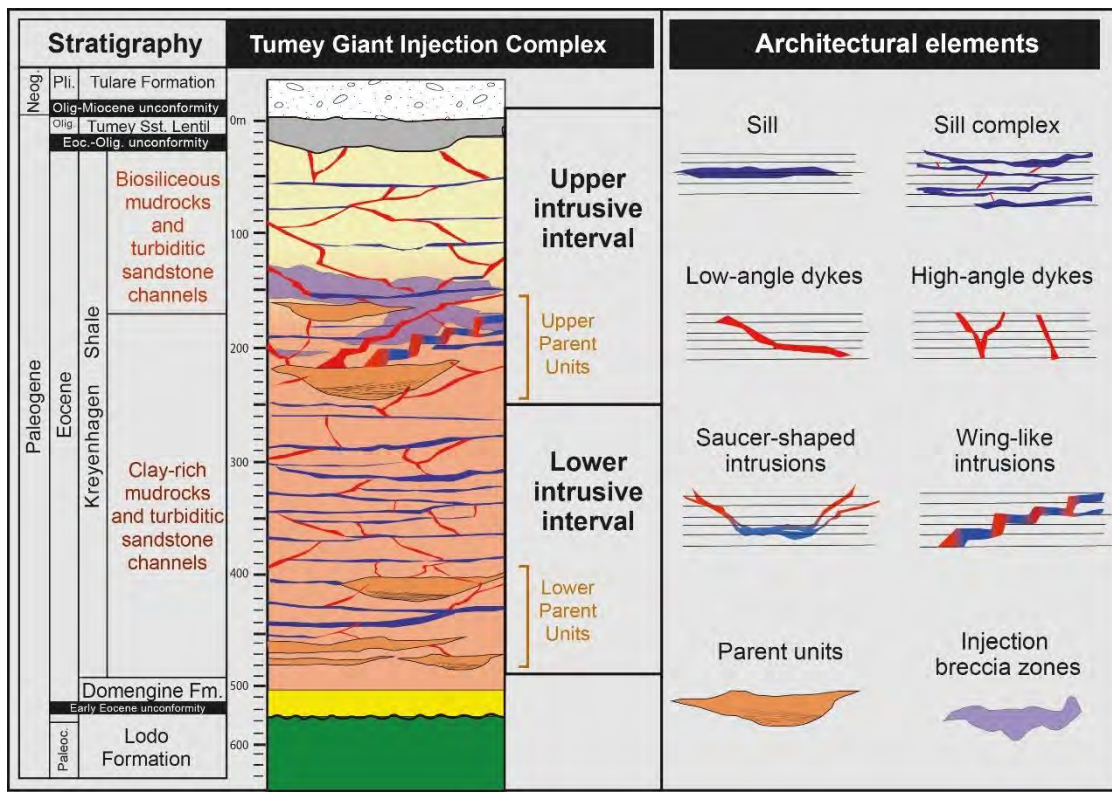


Figure 3 – Stratigraphic column of Tumey Giant Injection Complex at Tumey Hill representing the architectural organization of the complex with main injectite elements and geometries.

2. Data acquisition and processing

Stratigraphic relationships and structural configuration of the TGIC and its elements were mapped using a combination of satellite image analysis (Google Earth and Quickbird), detailed geological mapping, construction and correlation of sedimentary logs, and structural analysis, including facies analysis and geometric characterization of sandstone intrusions, parent units, and hydrofractured host strata.

2.1. Sedimentary logs

Sandstone body geometry and stratigraphic intervals of the TGIC were mapped, photographed, and logged throughout the Tumey Hill area (Figs. 4 and 5). Sedimentary logs played an important role in differentiating between depositional and intrusive facies, and in the definition of the stratigraphic organization and architecture of sandstone intrusions (Figs. 3 and 4). Recognition of features that facilitate differentiation between depositional (parent) units and low-angle to bedding intrusive sandstone (e.g. sills) was prioritised (cf. Duranti and

Hurst, 2004; Hurst et al., 2011) (Table 1). Logs give an immediate visual impression of the sedimentary and intrusive succession (Scott *et al.* 2013; Ravier *et al.* 2015), and are a convenient way of making correlations and comparisons between equivalent sections from different portions of the complex. In order to contextualize the significant thickness variations, internal structures, and orientation of the sandstone intrusions, the sedimentary logs were integrated with a regional map, photomosaic analysis and structural interpretation. This facilitated a regional summary illustrating the most representative facies associations and geometries of the TGIC (Figs. 4 and 5).

Table 1 – Main criteria for differentiation of depositional (parent) units and sandstone intrusions (low-angle to bedding), in outcrops of the TGIC.

	Depositional sandstone	Sandstone intrusions
Geometry	Common tabular and lens shape geometry (channelized). Concordant, planar tops and common continuous and irregular erosional base.	Low-angle (predominantly) bedding discordance on all margins. Sharp, irregular erosional lower and upper margins (scallops). Steps, tapering, and interconnection with other intrusive sandstone (sills and dykes).
Relationship with host strata	No deformation.	Discordant margins with host strata (fractures modified by erosion). Frequent hydraulic fracturation of host strata and minor small-scale folding (2-10 cm amplitude).
Gradation	Common grading.	Typically no gradation but occasional normal and reverse grading. Mudstone clasts along intrusion margins and irregularly distributed, sometimes concentrated, within intrusions.
Structure	Cross- and plane-parallel bedding, occasionally structureless. Disrupted, tending to eradicated, primary structures. Common formation of structureless fabric, and banding along margins.	Mainly structureless with banding commonly adjacent to upper and lower margins. Convolute folding and irregular laminae and banding adjacent to divergences with other intrusions.
Thickness	Gradual thickness decrease toward channel margins.	Abrupt thickness variation.
Sorting	Very poorly to moderately sorted, mostly poorly sorted.	Poorly to moderately sorted, mostly moderately sorted.
Grain size	Very-fine sandstone to pebbly conglomerate.	Fine- to medium-grained sand. Minor pebbles (mudstone clasts) at the margins and central portions.
Clasts	Angular to rounded clasts, mostly rounded (0.1 cm to 60 cm diameter).	Clasts with varied shapes from very angular to sub-rounded, mostly angular, (0.1 cm to 25 cm diameter).
Bioturbation	Present but uncommon.	Absent.

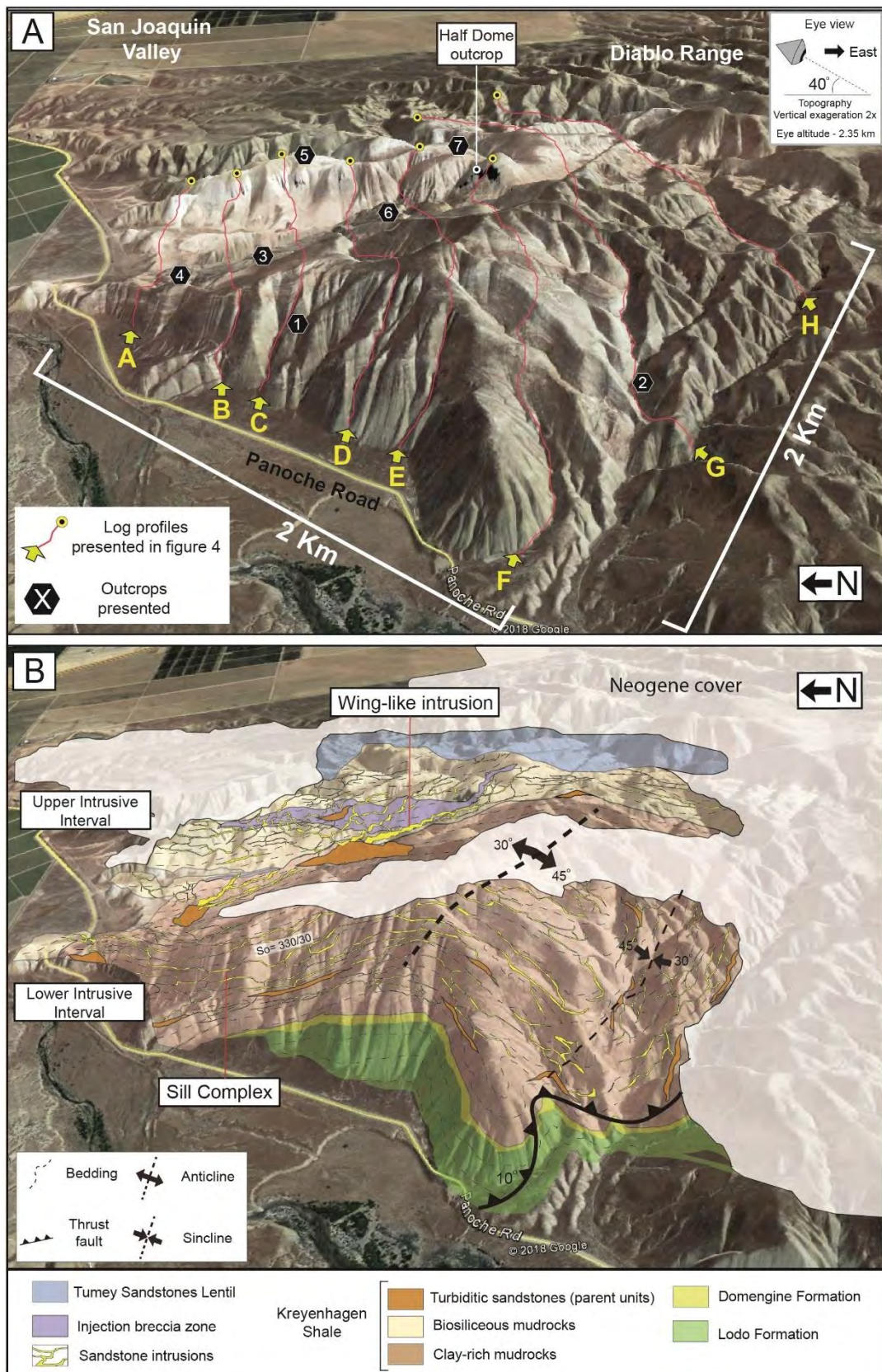


Figure 4 – (a) Satellite image of Tumey Hill area with the location of the main log profiles presented in figure 5. (b) Geological interpretation of (a) based on detailed geological mapping. (Source: Google Earth – image with 2x vertical exaggeration).

1.1. Structural analysis

The fundamental objective of the structural analysis was to describe accurately the structural configuration of the sand injection complex, in order to define its architectural organization and spatial distribution, and ultimately characterize the relative stress field during sand injectite emplacement. Structural data collection included measurement of strike and dip orientation of bedding, fractures, folds, faults, and the orientation of sandstone intrusions (dykes and sills, and wing axes). The data collected were statistically analysed to characterize preferred orientations along with other parameters (thickness, spacing, distribution, and aperture) of intrusive bodies. Stereographic projection used Stereonet® to help in the visualization of three-dimensional orientation of the structural data.

It was assumed that at the time of sand injection event the dip of the host strata was probably close to horizontal, with a slope angle $<5^\circ$ roughly plunging to west and southwest (palaeo-slope). As the study area has been subject to tilting and folding by post-injection contractional deformation, it was necessary to correct the tectonic effect by a back-rotation of the bedding of 30° clockwise along a N150-trending horizontal axis. Back-rotation allowed reconstruction of the original palaeo-structural framework of the injection complex, thus establishing an accurate spatial distribution of the sandstone intrusions and associated fractured host strata at the time of sand injection.

Palaeo-stress analysis was undertaken using a similar method to that of Boehm & Moore (2002), analysing the overall orientation and dilatational directions of sheet-like intrusive bodies, in order to define the eigenvalues and eigenvectors for the distribution of all intrusions (Fig. 16a). The three principal eigenvectors and eigenvalues are an orthogonal set of axes best approximating the maximum, intermediate and minimum concentration of points in the stereoplot of poles to intrusions and to fractures, calculated by the Bingham method (Fisher *et al.* 1987). Once the attitude of sandstone intrusions and fractures, and dilation direction of intrusive sheets had been determined, it was possible to define the relative minimum (σ_3) intermediate (σ_2) and maximum (σ_1) compressive stress vectors affecting the injection complex.

3. Results

3.1. Architectural organization of the TGIC

At Tumey Hill the TGIC crops out along a stratigraphic section ca. 450 m thick covering an area of approximately 4 km² (Figs. 2 and 4). We assume that the deepest portion of the complex was at least ca. 470 m below the palaeo-seafloor, an estimate that accounts for the 450m thickness of the complex below a minimum erosion of ca. 10-20 m by the overlying Tumey Sandstone Lentil, marking a late Eocene to early Oligocene unconformity

which is the datum for the top of the TGIC (Fig. 5). The TGIC is defined in two distinct intrusive intervals characterized by different intrusive network geometry, parent unit's size and distribution, and host rock composition and fracturing style. The general characteristics of the complex are summarized at Table 2.

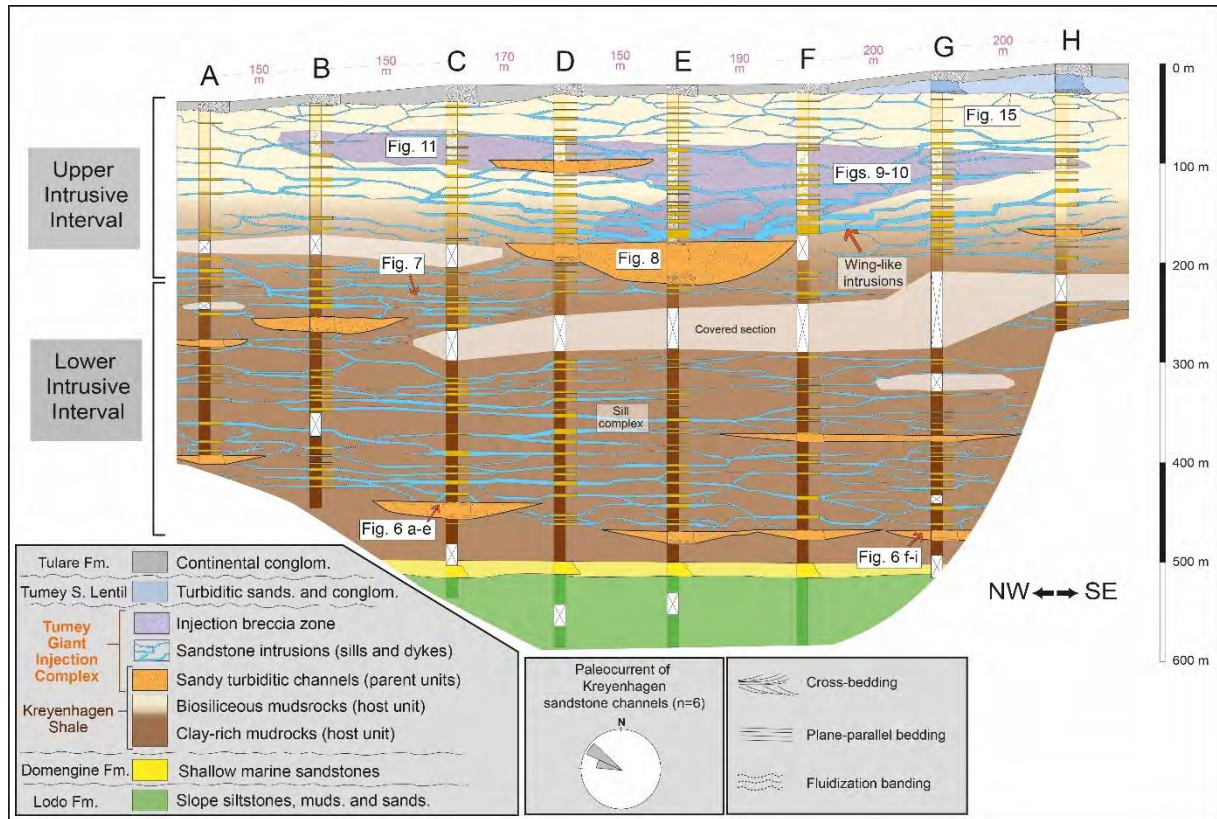


Figure 5 – Integrated stratigraphic log sections of the TGIC (see figure 4a for log profiles location) with geological interpretation and facies association of the main depositional and intrusive units of the complex. Note that the intrusions between logs (blue) are schematically represented for spatial and geometric visualization.

Sandstone intrusions emanate from two main intervals of isolated, stacked sand-rich turbiditic channels defined as the lower and upper parent units (Fig. 3). The lower parent units occur intercalated with mudstones at between 300 to 470 m below the erosional unconformity and the upper parent units concentrated at 100 to 200 m below that datum (Fig. 5). Most of the sandstone intrusions occur as interconnected tabular dykes and sills and other irregular intrusion emanating from the parent units. Both dykes and sills display non-systematic cross-cutting relationships, which suggests that they were emplaced in a single injection event as observed in the PGIC (Vigorito *et al.* 2008; Vétel & Cartwright 2010; Vigorito & Hurst 2010). However other minor sand remobilization and injection occurred after the main injection event associated with extensional and contractional tectonics (Palladino *et al.*, 2016; Palladino *et al.*, 2018). Gypsum-filled veins crosscut the sandstone intrusions as a result of post-sand injection fluid migration and precipitation.

3.1.1. Lower intrusive interval

The lower intrusive interval comprises three main elements:

- (i) host strata consisting of *ca.* 250 m of brown clay-rich mudstone intercalated with minor thin layers of biosiliceous mudstone (0.05-1 m thick);
- (ii) parent units which consist of tabular and channelized turbiditic sandstone intensely modified by sand fluidisation;
- (iii) a sill-dominated intrusive network connected by low- and high-angle dykes.

Lower Parent Units. Stacked turbiditic sandstone channel-fills, typically 1-4 m thick but up to 8 m, made up of grey, poorly- to moderately-sorted arkosic litharenite with subsidiary pebbly sandstone and conglomerate at the base of the deposits (Fig. 6). Decametric intervals of brown mudstone commonly alternate with the individual channels (Fig. 5). The lateral extent of channels is not well exposed but they are at least tens of meters wide. The arkosic litharenite is rich in volcanic, sedimentary (chert and mudrocks), and low grade metamorphic clasts, with pervasive gypsum cementation. Medium-grained sand predominates but pebbly sandstones and matrix- and mudstone clast-supported conglomerates often occur along the base of channels with sub-parallel and low angle cross stratification (Fig. 6).

Disruption of primary sedimentary structures is common (Fig. 6f-i) forming structureless units similar to the facies B3 of Duranti & Hurst (2004) that are interpreted to have formed as a result of sand fluidisation. Adjacent to the upper margins, mud-rich laminae define crudely margin-parallel banding (Hurst *et al.* 2011) with development of upward erosive surfaces into the overlying mudstone (Fig. 6d). In the central area of outcrop in figure 6a and 6b, a sandstone dyke emanates upward from the parent unit (Fig. 6e) confirming the genetic relationship between the turbiditic deposits and sandstone intrusions. Fluidisation features are abundant and easy to recognize when dykes crosscut host mudstone reaching the base of an overlying turbiditic channel (Figs. 6h and 6i). In this case the fluidised sand from the dyke was injected into the host turbidite disrupting its primary sedimentary structures such as the plane-parallel bedding, generating massive (structureless) sandstone.

Lower Intrusive Network. Sandstone intrusions emanate from the lower parent units and form a *ca.* 250 m thick intrusive interval that can be traced laterally for more than 1 km (Figs. 5 and 7). This intrusive system is sill-dominated with connecting planar and irregular (bulbous and curved) dykes (Fig. 7). Sills commonly have discontinuous tabular external geometry with erosive lower and upper margins, and individually are up to 4 m thick but typically occur in the range of 0.5 to 2 m (Figs. 7 and 12). Generally, intrusive contacts have

sharp angular changes in orientation over short distances with close to perpendicular offsets of contacts on a 0.1 to 1m scale.

Table 2. - *General characteristics of the Tumey Giant Injection Complex*

Sand injection complex	Parent Units	Host Strata	Predominant intrusive elements and geometry
<p style="text-align: center;">Upper Intrusive Interval</p> <p>Developed at an estimated depth of 20-200m below Late Eocene unconformity</p>	<p style="text-align: center;">Upper Parent Units</p> <p>Isolated slope turbiditic channel-fills (up to 35 m thick).</p> <p>Large-scale cross-bedding and subparallel bedding with conglomeratic basal lags at the base of channels.</p> <p>Disruption of primary sedimentary structures by sand fluidization creating structureless sandstone and fluidization banding.</p>	<p>Predominance of pale grey to white bio siliceous mudstone (200m thick) rich in radiolarians and diatoms, with local plane-parallel lamination and locally disrupted by slides and slumps.</p> <p>Generally fractured with extensive brecciation.</p>	<p>Interconnected staggered and stepped sills and dykes forming saucer-shaped and wing-like intrusions (up to 12 m aperture).</p> <p>Intensely hydraulically fractured host biosiliceous mudstone creating extensive zones of injection breccia.</p> <p>Large scale jack-up of host strata;</p> <p>Upper zone of low aperture (0.01-0.5m) dykes in the shallowest part of the injection complex, truncated by an erosional unconformity.</p>
<p style="text-align: center;">Lower Intrusive Interval</p> <p>Developed at an estimated depth of 200-470m below Late Eocene unconformity</p>	<p style="text-align: center;">Lower Parent Units</p> <p>Tabular and lens-shaped base-of-slope turbiditic channels (up to 10m thick) composed of sandstone with pebbly sandstone at the base.</p> <p>Planar cross-bedding and plane-parallel stratification disrupted by sand fluidization, which produces structureless sandstone and fluidization banding.</p>	<p>Predominance of brown clay mineral rich mudstone (ca. 300m thick) with plane-parallel lamination and minor intercalation of pale bio siliceous mudstone (0.1 - 2m thick).</p> <p>Generally fractured with localized brecciation near contacts with sandstone intrusions.</p>	<p>Sill-dominated intrusive network composed of tabular and stepped sills (0.2-2m thick) interconnected with thin low- and high-angle dykes (0.1-0.5m thick).</p> <p>Sill-complex with multi-layered sills (up to 30m thick) extending laterally for hundreds of meters.</p>

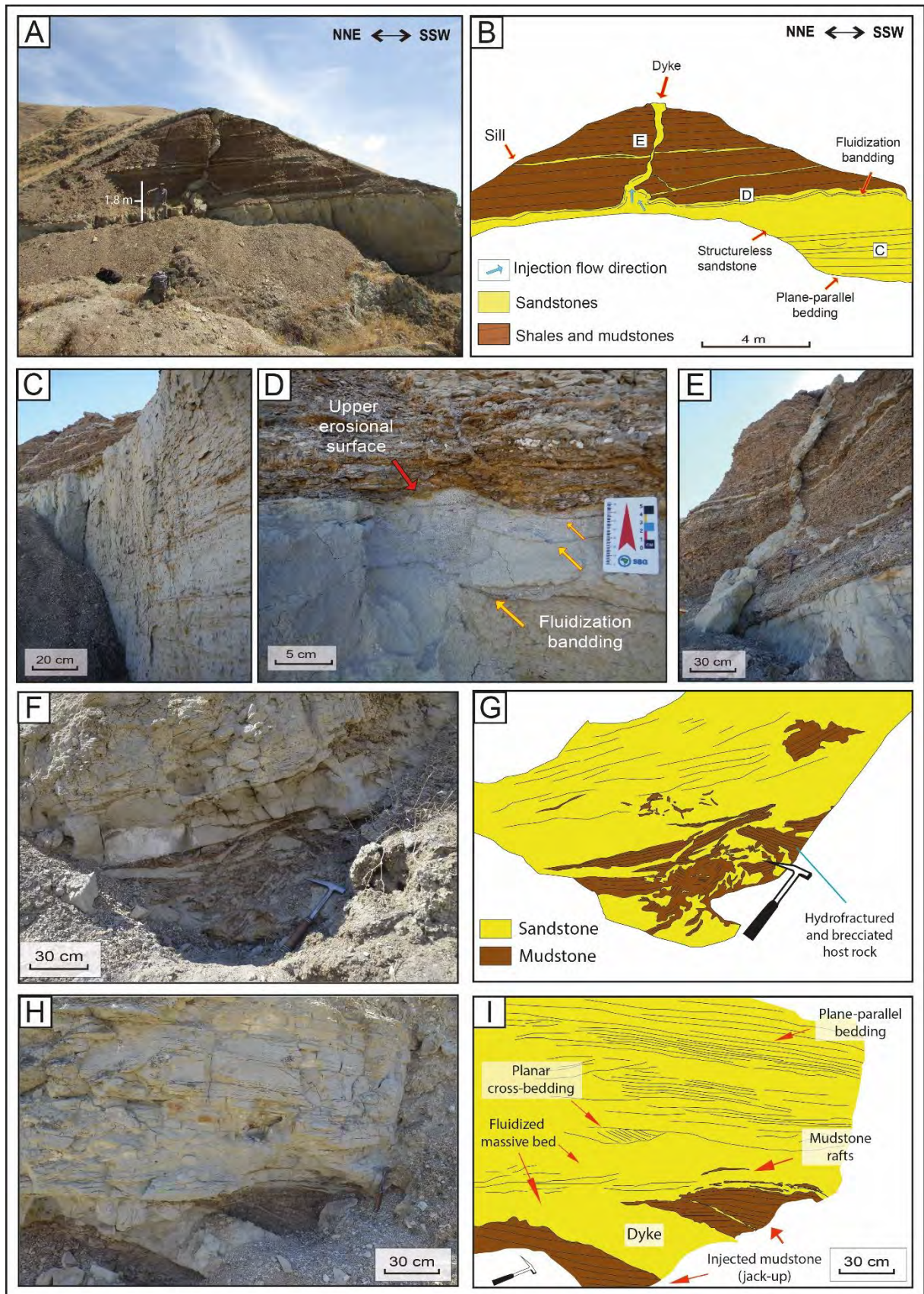


Figure 6 – Outcrops of the Lower Parent Units (LPU); a, b, c, d and e: Outcrop zone 1 (location fig. 4a); (a) Modified depositional turbiditic sandstone with sedimentary and remobilization features (> 6 m thick), overlain by brown mudrock being intruded by dykes and sills that emanate from the turbiditic body; (b) Geologic interpretation of a; (c) Preserved depositional plane-parallel stratification in the central portion of the sandstone; (d) Upper erosional surface and associated parallel banding produced by sand fluidization and

remobilization of the depositional sandstone; (e) Close view of the segmented dyke emanating from parent unit; (f), (g), (h) and (i): Outcrop zone 2. (f) Base of modified depositional parent unit with brecciation and intrusion of subjacent host mudrock; (g) Photo interpretation of (f). Note preserved plan-parallel stratification disrupted by fluidization at the base of the bed. (h) Depositional turbidite with preserved depositional structures being disrupted and modified by sandstone dyke from below; (i) Photo interpretation of (h). Note the jack-up structure of host mudstone due dyke emplacement, and the mudstone rafts into fluidized sandstone.

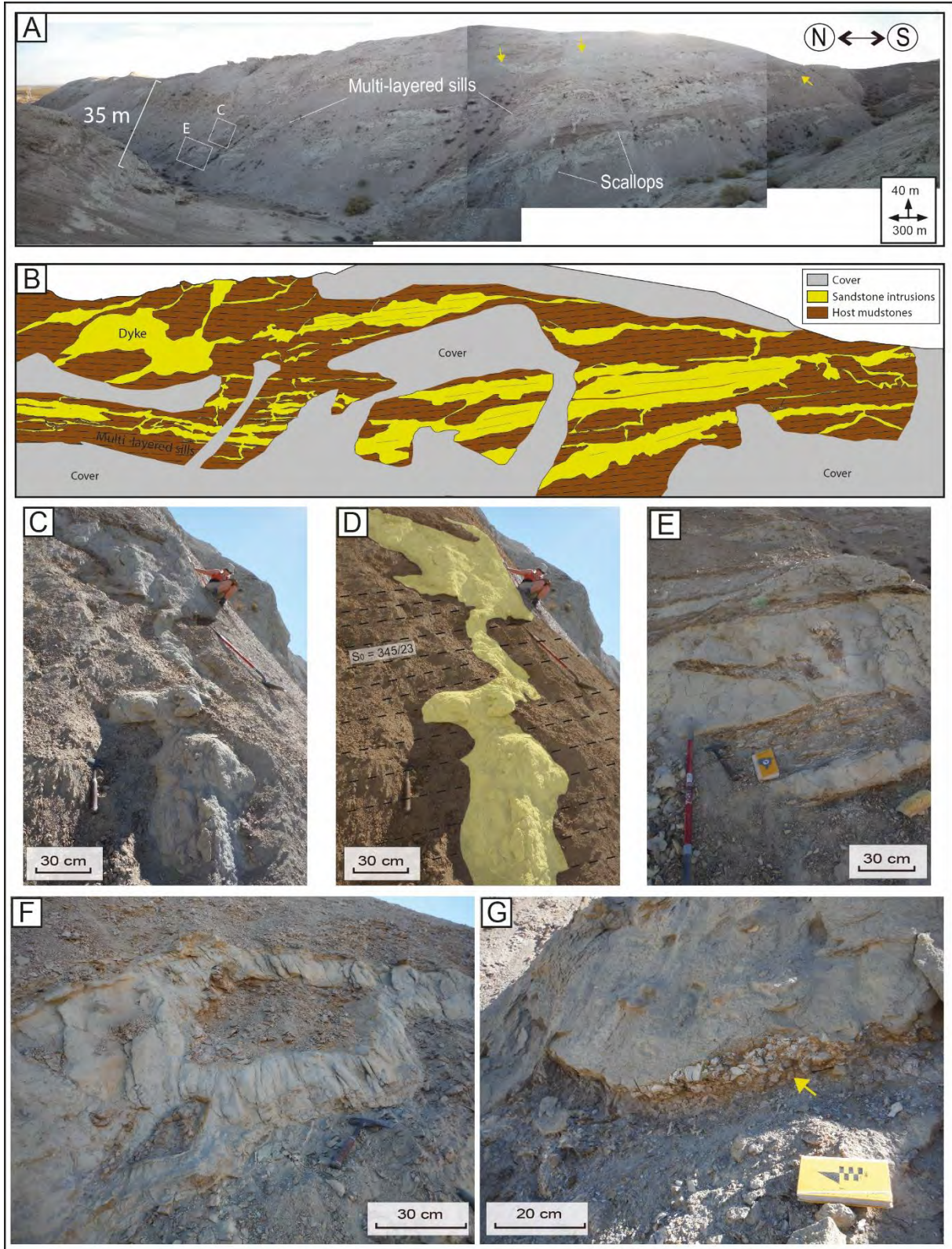


Figure 7 – Outcrops of the lower Intrusive Interval (outcrop zone 3, cf. figure 4a for location). (a) Panorama view of the sill-dominated zone with multi-layered sills and interconnected dykes intruding brown mudrock. (b) Photointerpretation of (a); (c) Irregular sandstone intrusion with erosional curved margins; (d) Photointerpretation of (c); (e) Multi-layered sills with mudstone rafts; (f) Stepped sill with mudstone clasts in the centre portion of the step; (g) Lower erosional surface of sill with the development of mudstone-clast breccia at the margin of the sill (yellow arrow).

Short, high- and low-angle dykes <1 m thick, typically showing a thickness range between 0.2 and 0.5 m, link sill segments resulting in the formation of multi-layered sills (*sensu* Vigorito & Hurst 2010) that can reach up to 15 m thick and extend laterally for >150m (Fig. 7). Sills commonly bifurcate, taper, step and pinch-out laterally and have rapid lateral changes in thickness often splitting and, or, merging with other sills (Fig. 7a, b). Sill margins are planar (Fig. 7e, f) and curved (Fig. 7c, d, g) thus recording brittle fracture and subsequent erosion of the host strata. Internally, sills commonly contain rafts of mudstone derived from the host strata (Fig. 7e, f), and develop banding and irregular structures associated with sand injection (cf. Duranti & Hurst 2004; Hurst *et al.* 2011). Dykes are discontinuous, volumetrically smaller, and more irregular than the sills (Fig. 7b). They have co-occurring low and high angle planar and curved margins. Dykes split and bifurcate laterally and upward (Fig. 7d) with sub-vertical branches recording upward fracture propagation (cf. Pollard 1973). Overall, the thickness of the lower intrusive network thins upward above the lower parent units (Fig. 12).

The transition from the lower intrusive interval to the upper intrusive interval was defined as the level at which there is a change in geometry of the sandstone intrusions associated with channels was observed, from predominantly sill-dominated to wing-like intrusions and laterally extensive mudstone-clast injection breccia zone (Figs. 4 and 5). From the lower to the upper intrusive interval the composition of the host strata changes from brown clay mineral rich mudstone to very pale grey biosiliceous mudstone (Fig. 3).

3.1.2. Upper intrusive interval

Three main elements define the upper intrusive interval:

- (i) host strata made up of brown clay-rich mudstone (ca. 50m thick) overlaid by biosiliceous-dominated mudstone (ca. 150m thick);
- (ii) parent units comprising channelized turbiditic sandstones intensely modified by sand fluidisation;
- (iii) an intrusive network comprising interconnected sills and dykes intruding ca. 200m thickness of host strata extending laterally for more than 2km forming an intrusive network of asymmetric saucer-shaped complexes with large-scale wing-like intrusions and injection breccia zones.

Upper Parent Units. Parent units in the upper intrusive interval are texturally and compositionally very similar to the lower parent units, but geometrically they comprise broader (up to 300m wide) and thicker (10 to 45m) isolated turbiditic channel-fill (Figs. 5, 8 and 9). Where depositional structures occur, the channels commonly have large-scale sets of cross-bedded sandstone with pebbly sandstone and conglomeratic basal lags (Figs. 8c, d). Conglomeratic lags include rounded to angular clasts of mudstone individually up to 50 cm in diameter but typically in the range of 5 to 10 cm (Fig. 8d). The channel-fills fine upward into fine- to medium-grained sandstone with massive and parallel bedding (Fig. 9). No overbank deposits were recorded. Palaeocurrent inferred from cross-bedding of these deposits indicate a crudely W-NW sedimentary transport (Fig. 5) within a NE-SW to E-W channel axis system perpendicular to the palaeo-slope of San Joaquin Basin during the deposition of Kreyenhagen Shale.

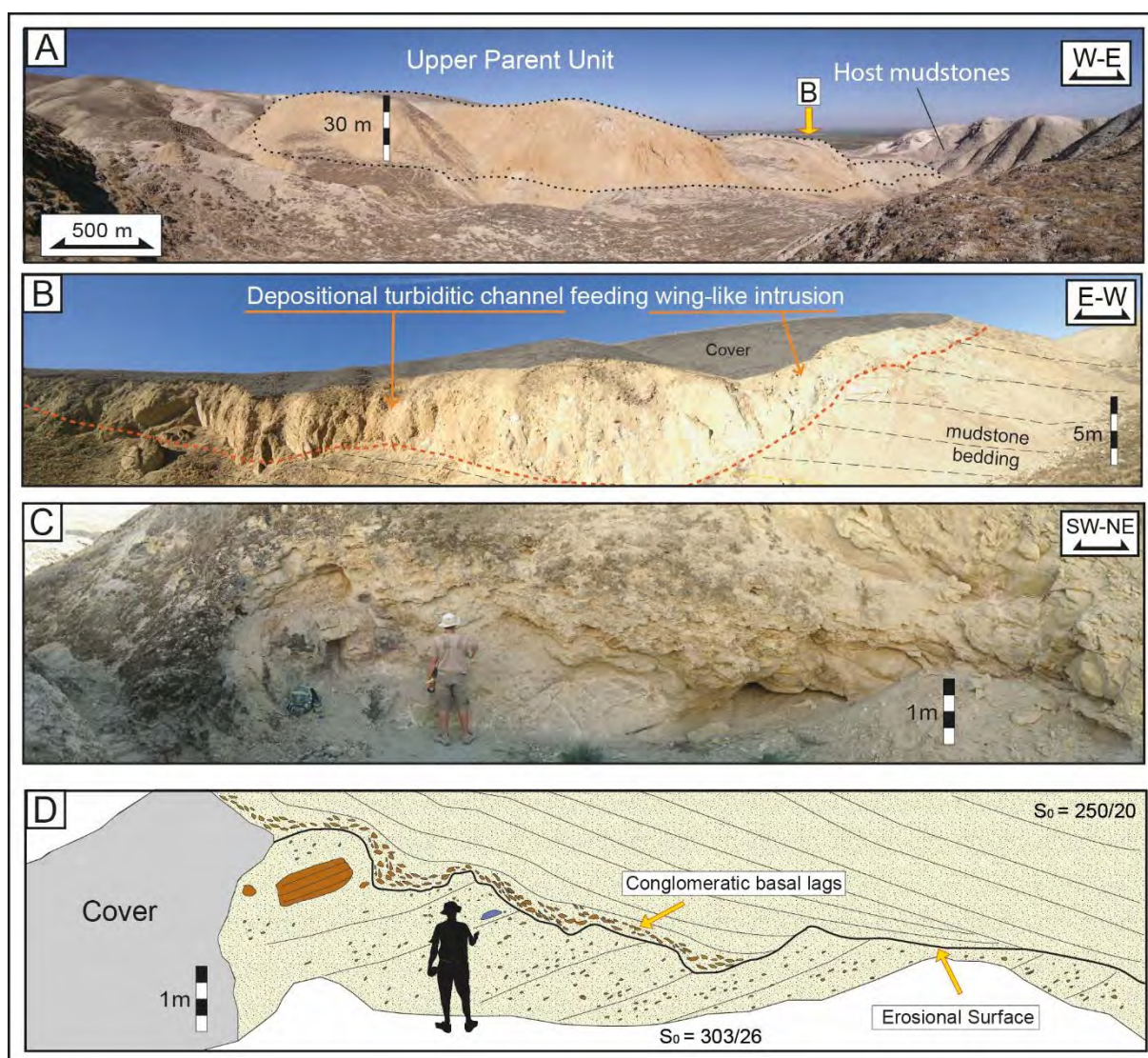


Figure 8 – Outcrops of the Upper Parent Units (outcrop zone 6). (a) Panorama view of the main turbiditic channel complex; (b) Picture of the turbiditic channel feeding wing-like

intrusion; (c) Basal section of the channel with preserved large-scale cross-bedding with respective photo interpretation in (d). Note mudstone clast marking cross-bedding and the conglomeratic basal lag marking erosional surface inside the channel.

The unstructured massive sandstone in the central and upper portions of the channels is associated with intense sand fluidisation, similar to the lower parent units, creating structureless sandstone facies with irregular and chaotic fabric and, in the upper portion of the channel, fluidisation banding (Fig. 9). Fluidised sand that emanated from the upper parent units (Figs. 8b and 10) was injected laterally and vertically forming a complex system of stepped and staggered sills, and dykes (Figs. 10 and 11) within intensely hydrofractured and brecciated mudstone and biosiliceous mudstone succession forming the upper intrusive network.

Upper intrusive network. Unlike the lower intrusive network, sandstone intrusions in the upper intrusive interval predominantly consists of composite dykes, sills and irregular intrusive bodies, associated with breccia zones that are particularly well developed in biosiliceous mudstone and in proximity to the large parent beds (Figs. 5, 13 and 14). These interconnected injections commonly form asymmetric saucer and wing-like intrusions that emanate from adjacent parent units (Figs. 8b and 10).

At the Half Dome outcrop (Figs. 4, 10 and 11), a single large aperture (up to at least 12 m thick) composite intrusion forms an wing intrusion (*sensu* Huuse *et al.* 2007). The wing crosscuts more than 100 m of host strata in a series of steps with associated dykes and sills that bifurcate and merge, and extend laterally for more than 600 m from its emanation point (Figs. 5 and 10); the propagation vergence of the wing is to the southwest intruding at an angle of ca. 30° (Fig. 10c). This angle of intrusion was probably higher in the moment of the intrusion and was flattened as a result of compaction. As noted by Huuse *et al.* (2004) the geometry and scale of this wing is similar to wings mapped from interpretation of seismic data, frequently occurring along the margins of saucer-shaped intrusions (Polteau *et al.* 2008; Jackson *et al.* 2011; Hurst & Vigorito 2017).

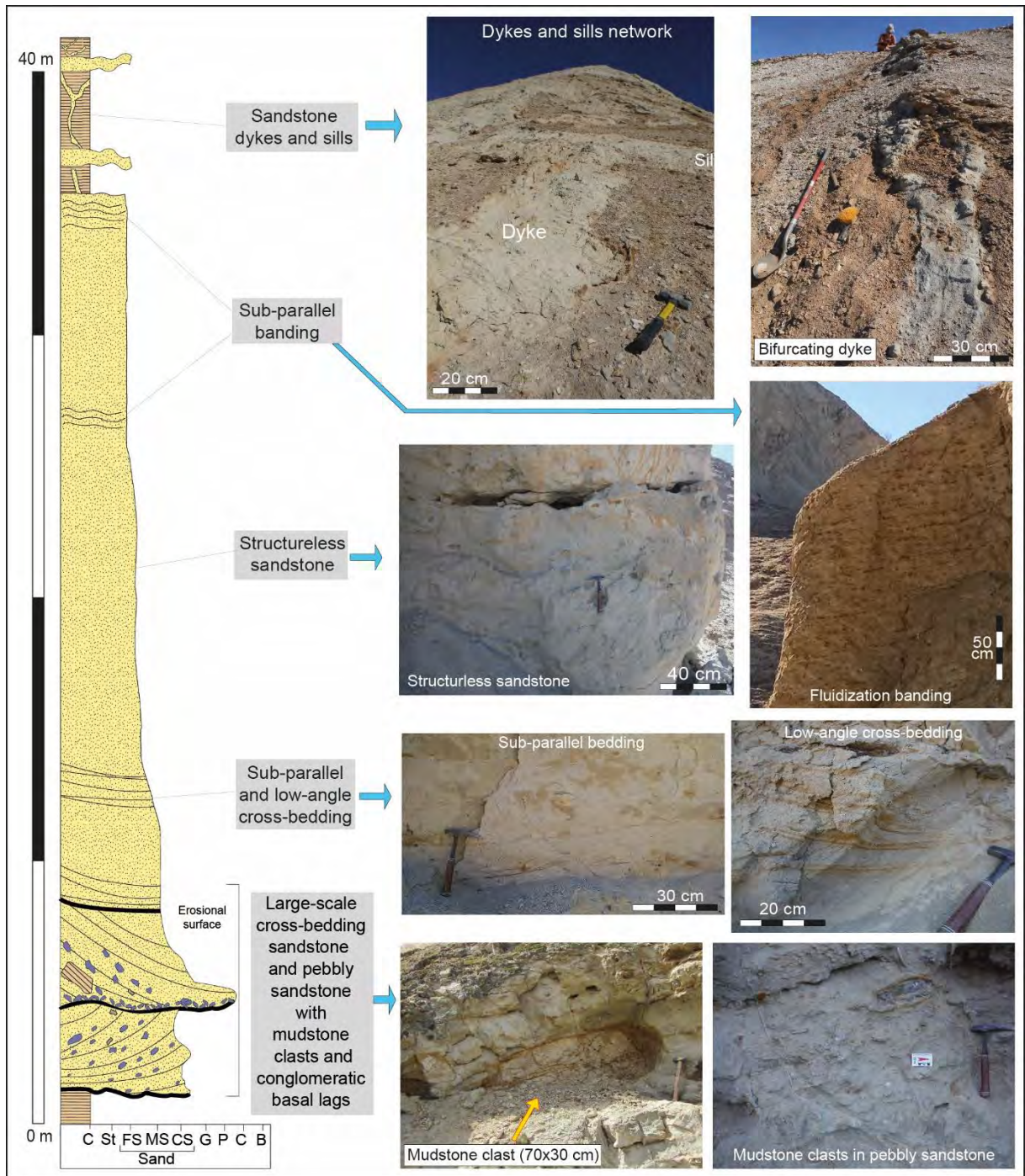


Figure 9 – Stratigraphic log section of the upper parent unit (left) of figure 8 with main facies and structures, with respective outcrop pictures (right).

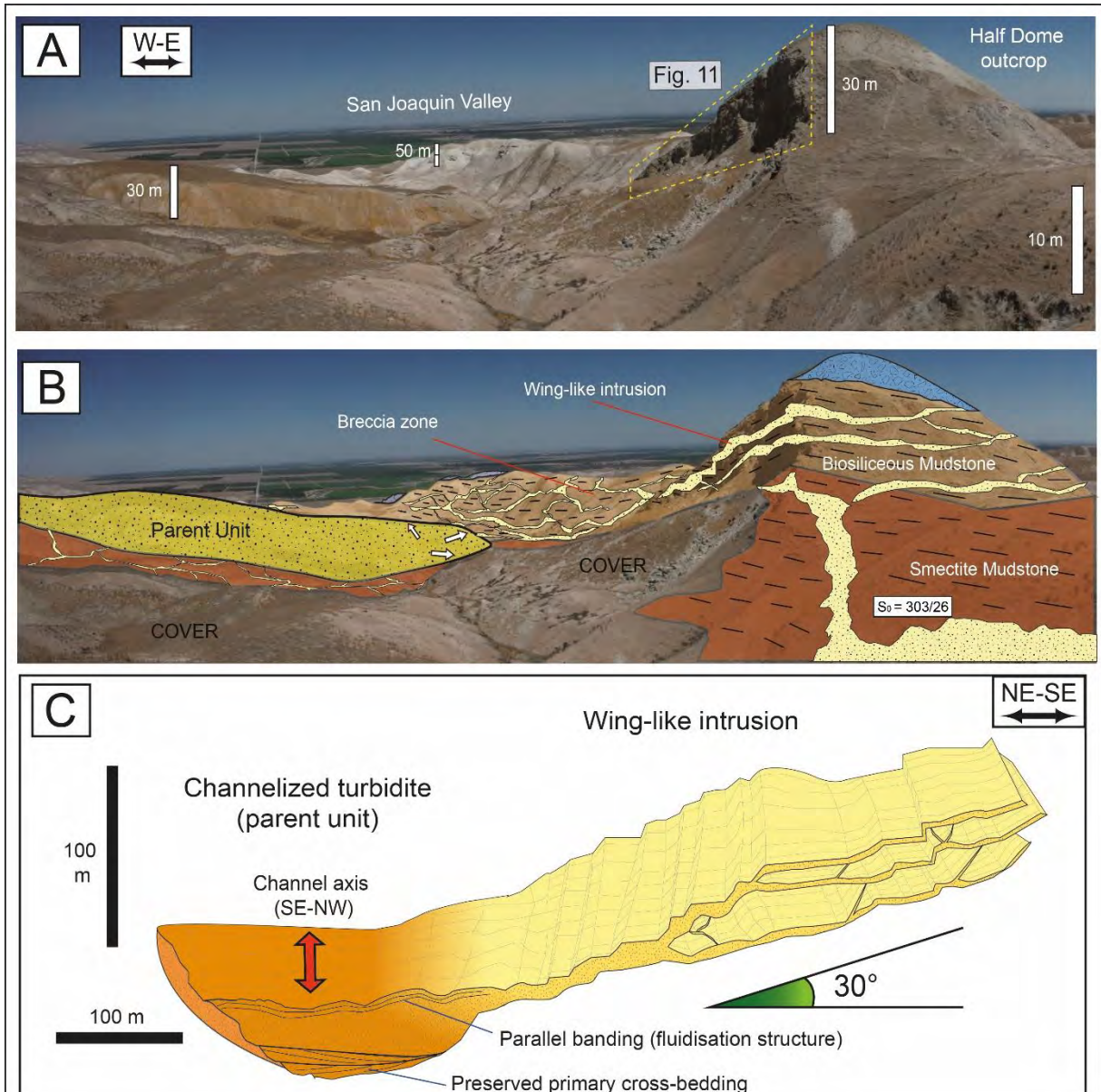


Figure 10 – Upper intrusive interval. (a) Panorama view of the Upper Intrusion Interval (outcrop zones 5, 6 and 7) and respective geological interpretation (b). Note the intrusive network of dykes, sills and the wing-like intrusion are fed by the underlying turbiditic channel; (c) 3D schematic representation of the main depositional turbiditic channel (parent unit) and associated NE-dipping wing-like intrusion.

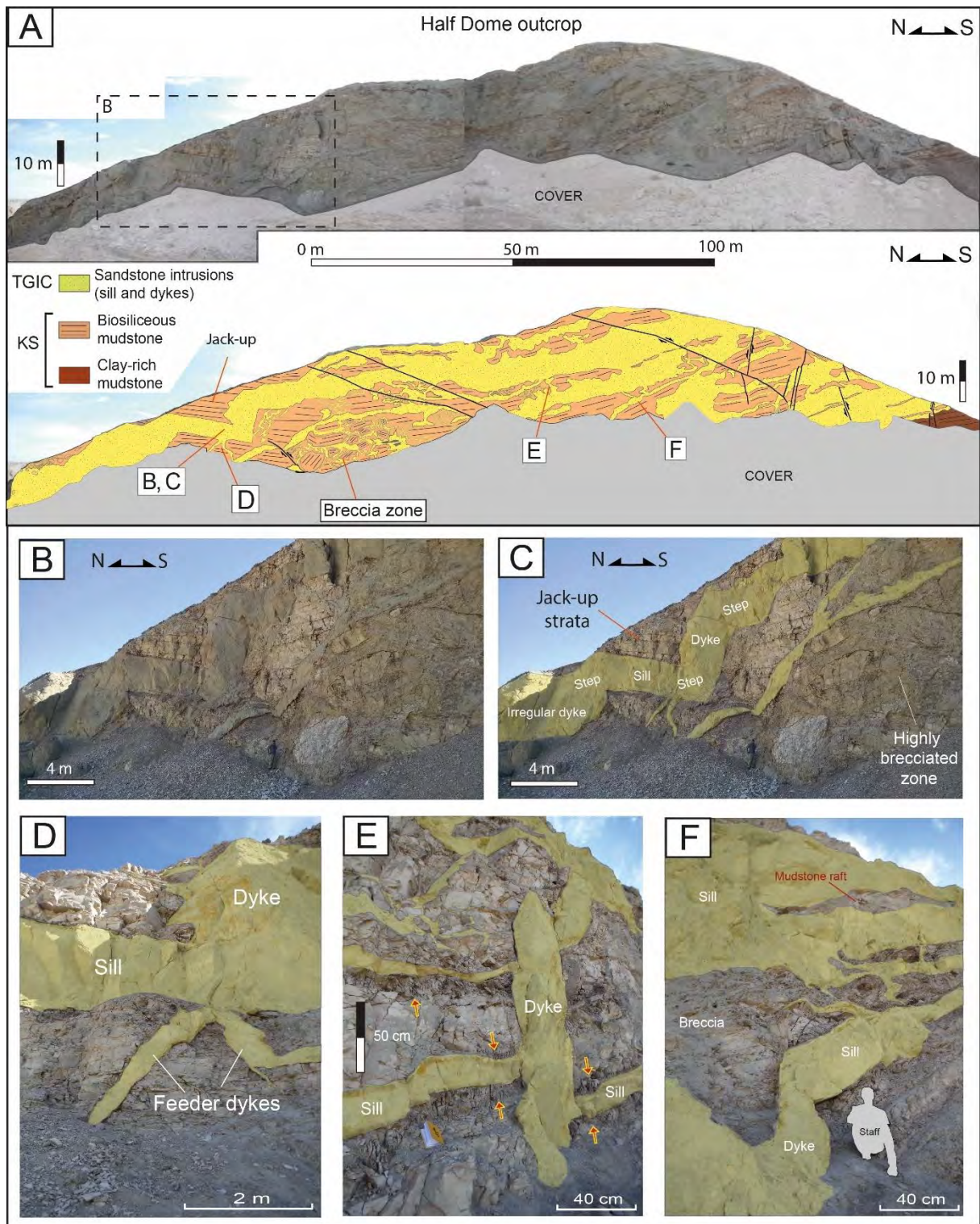


Figure 11 – Geological features of the wing-like intrusions in the outcrop zone 7 (named Half Dome outcrop) of the Upper Intrusive Interval; (a) Photomosaic with a panorama view of the wing-like intrusion and respective geological interpretation (below); (b) and (c) Pictures and respective interpretation of the stepped intrusions of the wing comprised by composite sills and dykes intruding biosiliceous mudrocks. (d) Feeder dykes (below) connected with thick intrusion step (above); (e) Staggered sills connected by irregular and segmented sandstone dyke; (f) Interconnection of stepped sill and dykes encompassing host mudrocks. Sandstone intrusions in (c-f) are highlighted in yellow.

Intrusions in the upper intrusive network display a greater range of geometry, size and internal structures than those present in the lower intrusive interval. Dykes crosscut

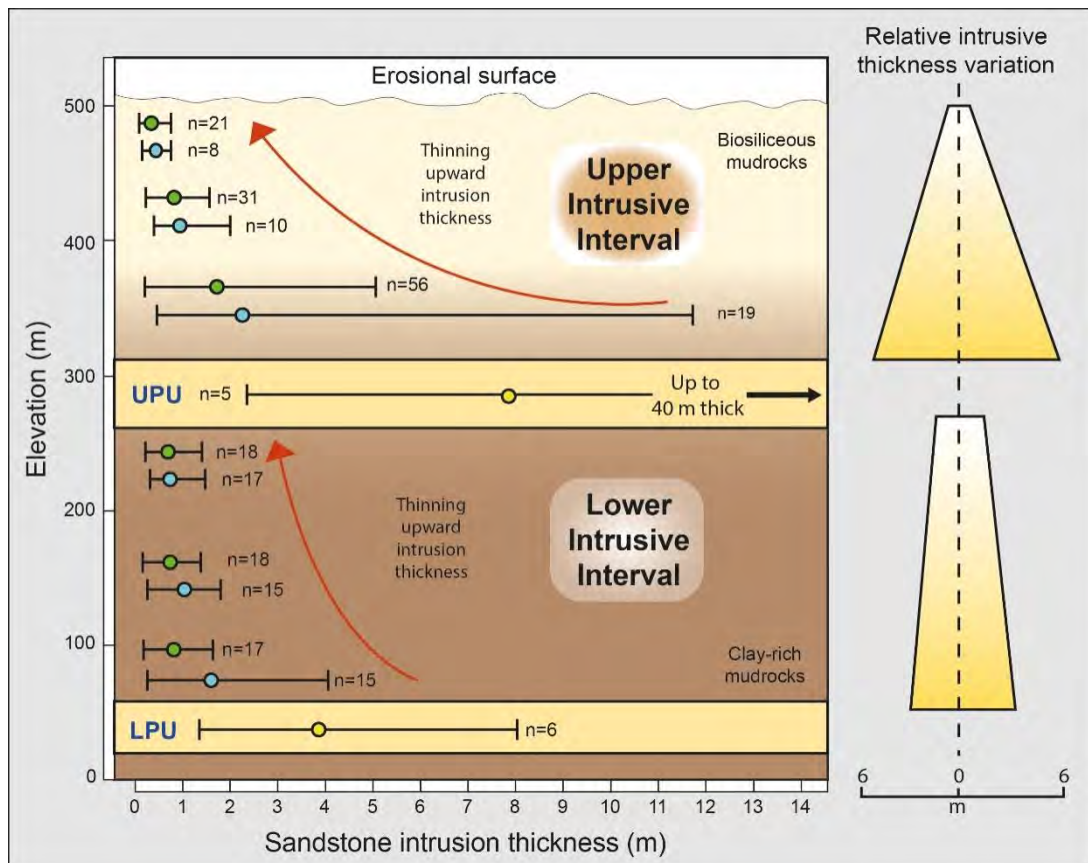


Figure 12 – Comparison of sandstone intrusions thickness range (left) at several (averaged) elevation levels for the TGIC dykes (green circles) and sills (blue circles). The circles represent the mean thickness of each interval analysed. Elevation intervals for the lower intrusive zone: 0-100, 101-200, 201-300 (m). For the upper intrusive zone the investigated intervals were: 300-400, 400-450 and 450-500 (m). Note that in both intrusive zones the thickness of intrusions decrease upward, and both intrusive intervals present a general thinning upward of intrusions thickness.

bedding in the host strata at low and high angles and have a large range of apertures (0.01 to 12 m) (Figs.11 and 12). The emplacement of these intrusions disrupted the host strata creating “jack up” of the overlying mudstone as the sills dilated (Fig. 11a). Individual dykes may include several geometric styles ranging from sheet-like with planar margins to highly irregular, bulbous and curved margins (Fig. 11; cf. Surlyk *et al.* 2007). Internal structures include banding and laminae, particularly adjacent to margins and in the central areas of dykes. Alignment of elongate clasts, including fragments of the host mudstone, along with aligned oxidation inside intrusions define banding. When adjacent to brecciated intervals, intrusions are commonly enriched in angular and rounded clasts of host mudstone that form conglomeratic pockets (0.05 to 0.3 m thick) aligned sub-parallel and oblique to the intrusion margins. Aligned clasts in the upper intrusive interval are useful to infer the flow direction of fluidised sand. Intrusive chimneys commonly occur in the junction where large sills are connected by thinner dykes on top and indicate the upward flow of the sand and clasts.

In terms of relative thickness, the upper intrusive interval behaves similarly to the lower intrusive network, with intrusion thickness decreasing upward away from its parent units (Fig. 12). Intrusive sandstone in the uppermost part of the upper intrusive interval is less common and thinner (0.1 to 0.5 m aperture) with a predominance of dykes. In the east portion of the study area an erosional unconformity cuts the top of the upper intrusive interval followed by the deposition of sandy conglomerate and sandstone of the Tumey Sandstone Lentil (Figs. 5 and 15). A conglomerate composed of reworked breccia clasts of biosiliceous mudstone and sandstone is frequently present along the base of the unconformity (Fig. 15) constraining the formation of the TGIC to the limit between the upper Eocene and lower Oligocene.

3.2. Injection Breccia

Large scale breccia zones occur almost exclusively in the upper intrusive interval, especially in the biosiliceous mudstone strata. These zones have irregular and discontinuous sub-horizontal distribution in the upper intrusive interval, reaching up to 80 m thick and extending laterally up to 1.3 km (Fig. 5). No evidence of depositional processes is associated with the injection breccia, and its formation is interpreted to be the result of intense hydraulic fracturing of the host mudrocks with simultaneous sand injection. The breccias are largely monomitic, comprising clasts of biosiliceous mudrocks with a broad size-range (>1 mm up to 3m diameter) and shapes (angular to rounded), within a sandy matrix (Figs. 13 and 14). They present a highly heterogeneous geometry intensely disrupting the original bedding of the host mudstones.

The sandstone forms a complex network of irregular dykes and sills between mudstone clasts, hence termed an injection breccia, similar to the mudstone clast breccia, facies B4 of Duranti and Hurst (2004). The injection breccias comprise different facies, with angular and rounded mudstone clasts that were incorporated into a matrix of structureless, ungraded sandstones (Figs. 13b). A variety of textures and structures occur, ranging from a chaotic fabric where the clasts show a random disposition, to an orientated organization with the alignment of clasts marking the flow direction which is mostly sub-parallel to the margins. Clast geometry ranges from predominantly very angular and platy fragments to rounded, with a matrix of medium-grained lithic sandstone very similar to the grain size and composition of the turbiditic sandstone, supporting their genetic relationship.

The range of facies in the breccia and the crosscutting relationships between them reflect different pulses of flow during sand emplacement. Three main broad injection breccia facies were defined on the basis of structures and textures:

(1) **Blocky injection breccia facies:** mostly comprise clast-supported breccias with high content of tightly packed angular clasts of mudstone (>75% clasts), in a sandstone

matrix, with little or no evidence of significant clast rotation and transportation (Fig. 14a). This breccia facies is interpreted to be formed *in situ* by intense hydraulic fracturing of the host strata and sand injection into the propagating fracture network, thus giving rise to thin sandstone intrusions (1-30 cm thick) that separate adjacent clasts of host strata commonly in jigsaw geometry (Fig. 13b).

(2) **Dispersive injection breccia facies:** this facies comprises mostly matrix-supported injection breccia with minor clast-supported injection breccia, with a variable quantity of mudstone clasts of different size and shape (Figs. 13 and 14). Tightly and loosely packed clasts occur, showing angular and rounded external geometry (Fig. 13d). Textural and spatial relationships between clasts vary and record a process of differential fragmentation, along with clast rotation, transportation and erosion. It is interpreted that the varied intensity of hydraulic fracturing of host strata resulted in irregular clast size distribution within the fluidised sand, producing a broad range of clasts sizes (Fig. 14b). Occurrence of imbricated platy and elongated clasts indicate the approximate flow direction of the injection, specifically in tabular sills and dykes (5-15 cm thick) where the injection flow is restricted to the intrusion margins.

(3) **Sandstone intrusion facies:** essentially composed of sandstone, this facies is identical to the typical sandstone fill of sills and dykes of the intrusive complex but, in the context of the breccia, the sandstone was emplaced into irregular conduits that cut the blocky and dispersive breccias (Fig. 14a, c and e) as a last stage of the sand emplacement. Mudstone clasts from adjacent host units commonly concentrate along the margins or in the central portion of the intrusions (Fig. 13b).

3.2.1. Interpretation of injection breccia

Examples of injection breccia occurs in other outcrops (Hurst *et al.* 2006; Briediset *al.* 2007; Surlyket *al.* 2007) and subsurface examples (Dixon *et al.* 1995; Durantiet *al.* 2002; Duranti& Hurst 2004; De Boer *et al.* 2007; Hurst & Vigorito 2017). TGIC injection breccia is however, substantially thicker, and is restricted to the shallowest part of the intrusive complex. Although the theoretical conditions for the initiation of brittle failure are well known, it is problematic to constrain these conditions in poorly-consolidated strata in the very shallow subsurface where sand injection is most often interpreted to occur (Hurst & Cartwright 2007; Hurst *et al.* 2011). Formation of an injection breccia, in which a wide range of fracture geometry and orientation occurs, requires only that:

$$P_f > \sigma_3 + T \quad (1)$$

and,

$$P_f > \sigma_n \quad (2)$$

where, P_f = pore fluid pressure, σ_3 = the minimum principle stress, σ_n = resolved normal stress and T = the tensile stress of the host strata (Vigorito & Hurst 2010).

For the injection breccia to form, conditions (1) and (2) co-existed, and following an initial period of intense hydraulic fracturing sustained flow of fluidised sand occurred into localised dilated fractures (Hurst *et al.* 2011).

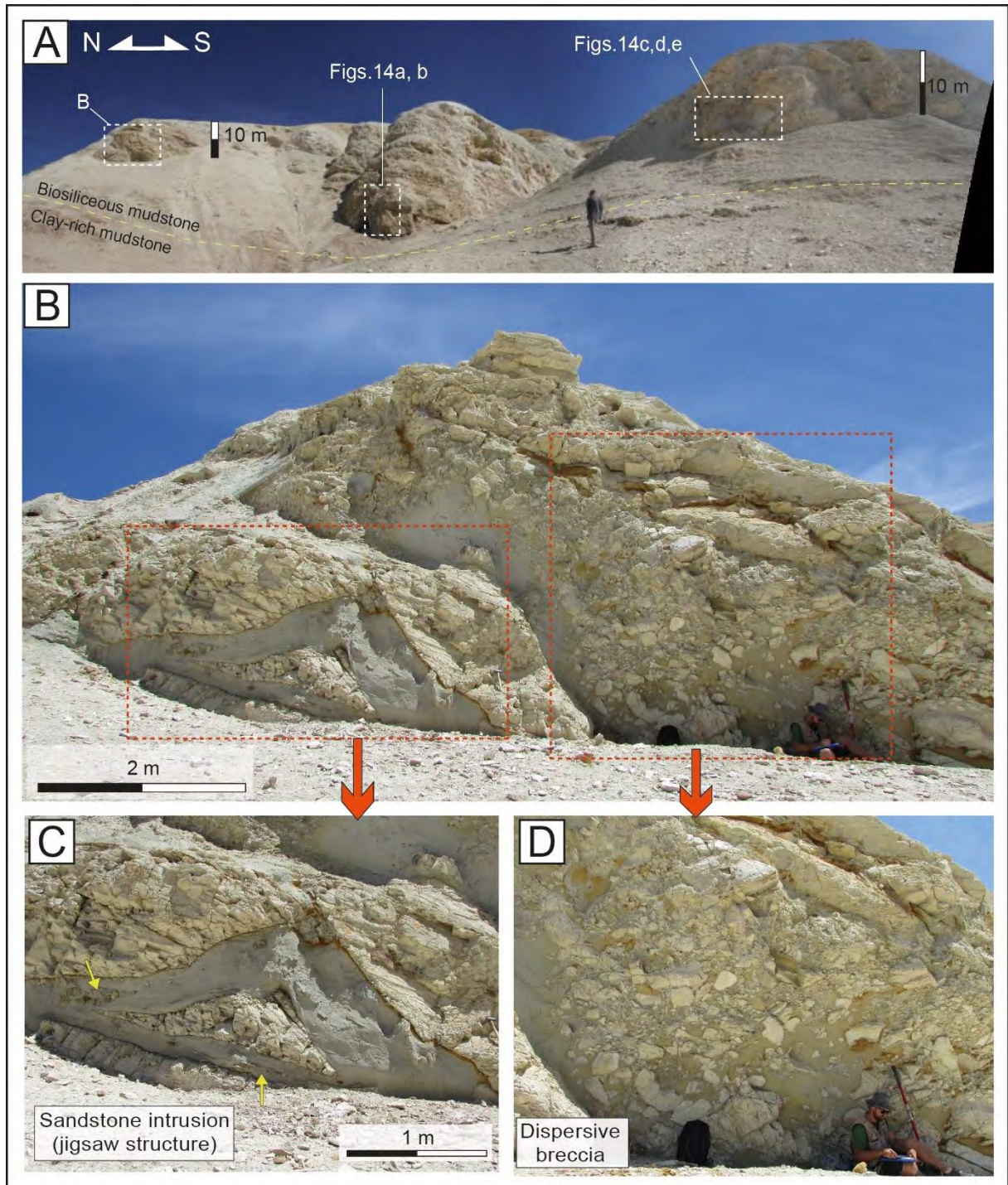


Figure 13 – Outcrops of injection breccia zone developed into biosiliceous mudstone in the upper intrusive interval (outcrop zone 5). (a) Panorama view of the injection breccia outcrop belt; (b) Host biosiliceous mudstone intensely brecciated and injected by gray, medium-

grained sandstone with varied injection breccia facies. (c) Triangular-shaped sandstone intrusion intruding host unit producing jigsaw structures. Note clasts of mudstone concentrated in the central portion of intrusions (yellow arrows). (d) Matrix-supported injection breccia (dispersive breccia) grading upward to clast-supported injection breccia facies (blocky breccia). Note the varied shapes and size of clasts in a chaotic disposition.

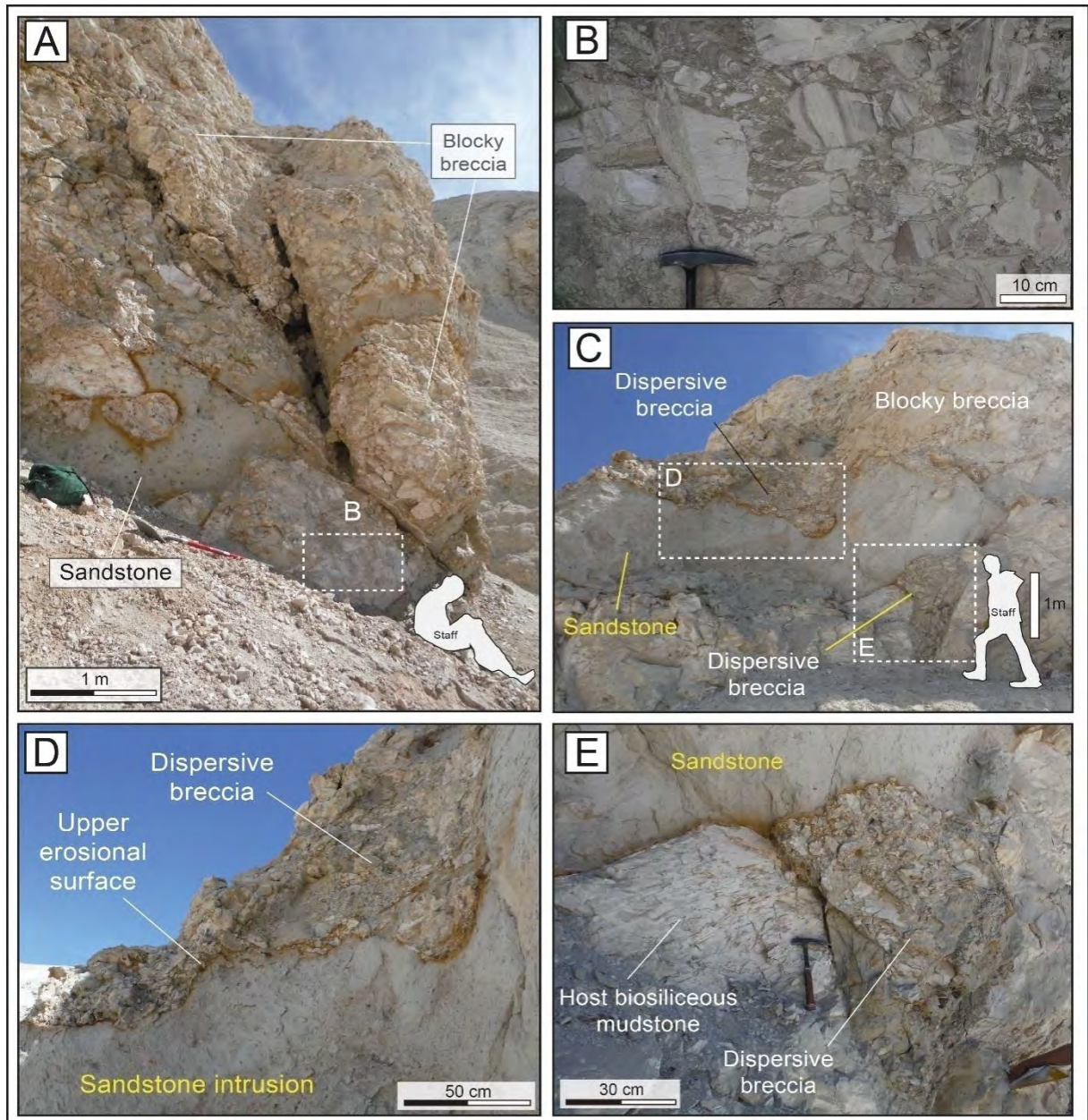


Figure 14 – Injection breccia outcrops (see fig. 13a for location). (a) Complex of blocky and dispersive injection breccia facies being intruded by pure sand injections; (b) Blocky breccia with angular clasts of biosiliceous mudstone. Note the intense fracturing degree of mudstone clasts producing a range of clast shapes and sizes. (c) Crosscutting relationships between breccia facies shown in detail on (d) and (e); (d) Upper erosional surface of pure sandstone intrusion eroding the blocky and dispersive injection breccia. (e) Sandstone sill intruding mudstone and dispersive breccia facies.

Injection breccia occurs in the upper intrusive unit, both above and adjacent to thick parent sandstone, and shallower, where it forms in biosiliceous mudstone and is regionally extensive. This contrasts with the PGIC, where breccia is typically associated with deeper

sections of the injection complex, and specifically with the sill zone and the intense hydraulic fracturing of host strata (Vigorito & Hurst 2010; Hurst *et al.* 2011). Breccia in the PGIC is neither as thick nor as laterally extensive as in TGIC. A possible analogue of breccia formation immediately below a palaeo-seafloor described from the Santa Cruz Mudstone (Miocene) (Hurst *et al.* 2006; fig. 9a) is texturally similar to the TGIC breccia, although less thick (<4m), laterally discontinuous and much less extensively exposed.

Most clasts formed by hydraulic fracturing of the host biosiliceous mudrocks and their detachment from intrusion margins into fluidised sand. Rounded clasts generated by clast abrasion in the fluidised sand-flow record exposure to persistent turbulent flow. Where clasts with angular and abraded margins co-occur is evidence of sand injection simultaneously propping open some fractures while other fractures, and other parts of the same fracture, dilated, closed and re-dilated in response to variations in pore fluid pressure. Prolonged entrained flow causes differential rounding of clasts.

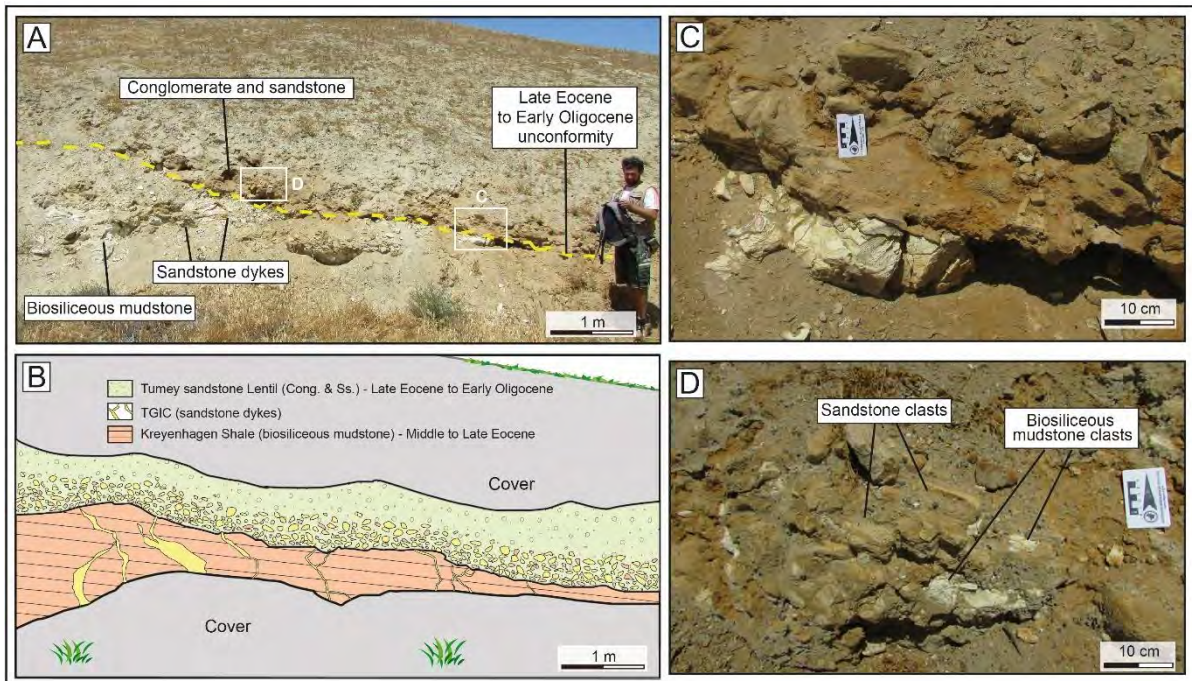


Figure 15 – (a) Late Eocene erosional unconformity at the top of the TGIC that truncates sandstone dykes and the host biosiliceous mudstone of the Kreyenhagen Shale. The erosion surface is overlain by the marine Tumey Sandstone Lenticular; (b) Geological interpretation of (a); (c) Erosional contact of the Tumey Sandstone Lenticular (top) truncating the biosiliceous mudstone in which sandstone intrusions are common; (d) Conglomerate at the base of the Tumey Sandstone Lenticular with clasts of biosiliceous mudstone and of consolidated sandstone (assumed to be derived from the erosion of underlying dykes).

3.3. Structural analysis

Intrusion geometry of sand injectites is influenced by the mechanical properties of host strata, the overpressure conditions of depositional parent units, the stress field at the time of emplacement, and the presence of any pre-existing structures (Cosgrove 2001; Jolly

& Lonergan 2002). The structural patterns of sandstone intrusions and injection-related fractures of host units were examined throughout the Tumey Hill area, although most of the outcrop belongs to the upper portion of the TGIC (upper intrusive interval) thus limiting quantitative analysis.

Restoration of tectonic dip to depositional configuration reveals a structural control of the TGIC intrusions and fractures in the host mudstone which resulted a preferential orientation NW-SE (Fig. 16a). As expected, bedding attitude controls sill geometry in a sub-horizontal orientation. Fractures in the host strata and dykes have similar orientations with NW-SE strikes mainly dipping to NE and subordinately to SW (Fig. 16a). Analysis of the scattering diagram of sandstone sills and dykes (Fig. 16b) identified two main striking directions controlling the intrusions. A SE-striking set (strikes ranging from 60° to 180°) with dykes dipping at high angles (50°-90°) to SW (black dashed square); and a NW-trending set (strikes 240° to 360°) with dykes dipping with lower angles (30° - 70°) to NE which form the main intrusive systems of the complex. The NW-SE striking dykes, mainly dipping to NE with mean vector 320/40, are consistent with the strike of the main fracture system present in the host strata (NW-SE striking fractures plunging to NE with mean vector 325/42).

When plotted, the attitude of the intrusions was highly variable, however a girdle distribution is recognizable from the polar plot for the planes (Fig.16d), which shows that intrusions strike predominantly NW-SE, forming two main plane sets dipping mainly to NE and to SW. This structural configuration is characteristic of an asymmetric saucer-shaped intrusion geometry, with a few small wings plunging at high angles (40-60°) to S-SW, with vergence to N-NE, and larger and far more numerous wings with axes plunging at lower angles (20°- 40°) to NE and verging mainly to SW. This was observed at the Half Dome outcrop (Fig. 10).

3.3.1. Paleo-stress analysis

The orientation data from the intrusive bodies provided an opportunity to define palaeo-stress fields during their emplacement (Boehm & Moore 2002) as they are formed by opening fractures that propagate as a tensile crack in a plane normal to the direction of the least compressive stress (Delaney *et al.* 1986). The emplacement of sheet-like intrusions (igneous or clastic) is commonly associated with Mode I fracturing (Anderson 1951) in which dilation is perpendicular to the fracture plane, so structural analysis of intrusions is crucial when constraining *in situ* stress at the time of emplacement (Stephens *et al.* 2018). For an intrusion to propagate, overpressure in depositional sandstone (parent units) must exceed the minimum principal stress (σ_3) plus the tensile strength (T) of the host rock (Cosgrove 2001). The minimum compressive stress (σ_3) is commonly perpendicular to the extension fracture walls (Delaney *et al.* 1986), and local deflections of the intrusion attitude are inferred to represent local rotation of the stress axes or local heterogeneities of the host rocks. This

model implies that intrusions can propagate locally out of the regional σ_1 – σ_2 plane, via Mode I failure of intact strata, or through Mode I dilation of pre-existing structures, producing intrusions that display variable dilation vectors along a single intrusion (Stephens *et al.* 2018).

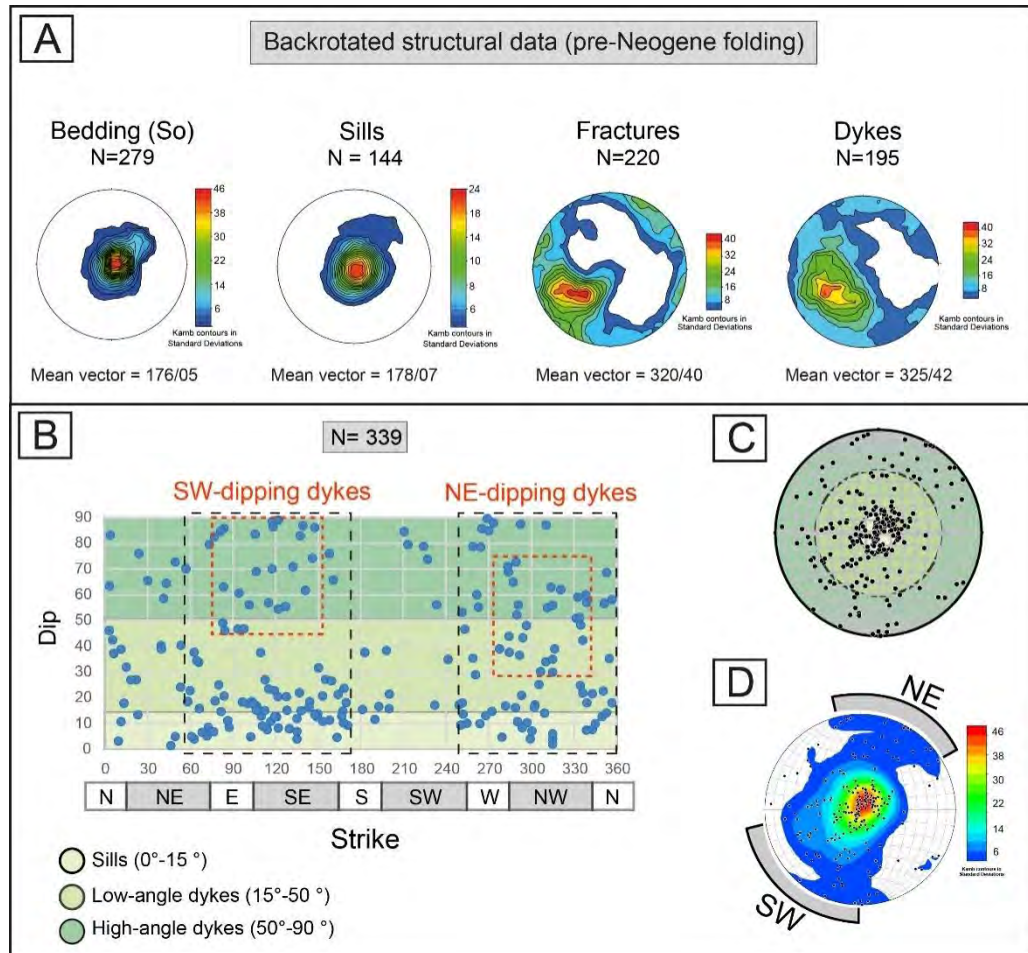


Figure 16 – Back-rotated (pre-folding) structural data of the TGIC. (a) Lower hemisphere, equal area stereoplots of contours of poles to planes of bedding, fractures, sills and dykes. (b) Scattered diagram of strikes and dips of the main sandstone intrusions of the complex; (c) Lower hemisphere, equal area stereoplot of poles to sills and dykes; (d) Lower hemisphere, equal area stereoplot of poles to sills and dykes of TGIC and respective *Kamb* contours.

A mechanical model for the emplacement of the TGIC using field-based measurements of intrusion and fracture attitude was derived from the relative stress field axes during sand injection (Fig. 17). Based on the stereoplot of poles of the sandstone intrusions (dykes) and fractures of host strata, the main stress fields of the injection complex were defined (Fig. 17a). By determining the orientation of the sheet-like intrusion (dyke or sill) and its dilation direction the relative minimum compressive stress (σ_3) of the system was defined. As there was no evidence that the intrusions were injected into pre-existing fractures, the majority of the intrusions should reflect the orientation of the palaeo-stress field at the time of their emplacement.

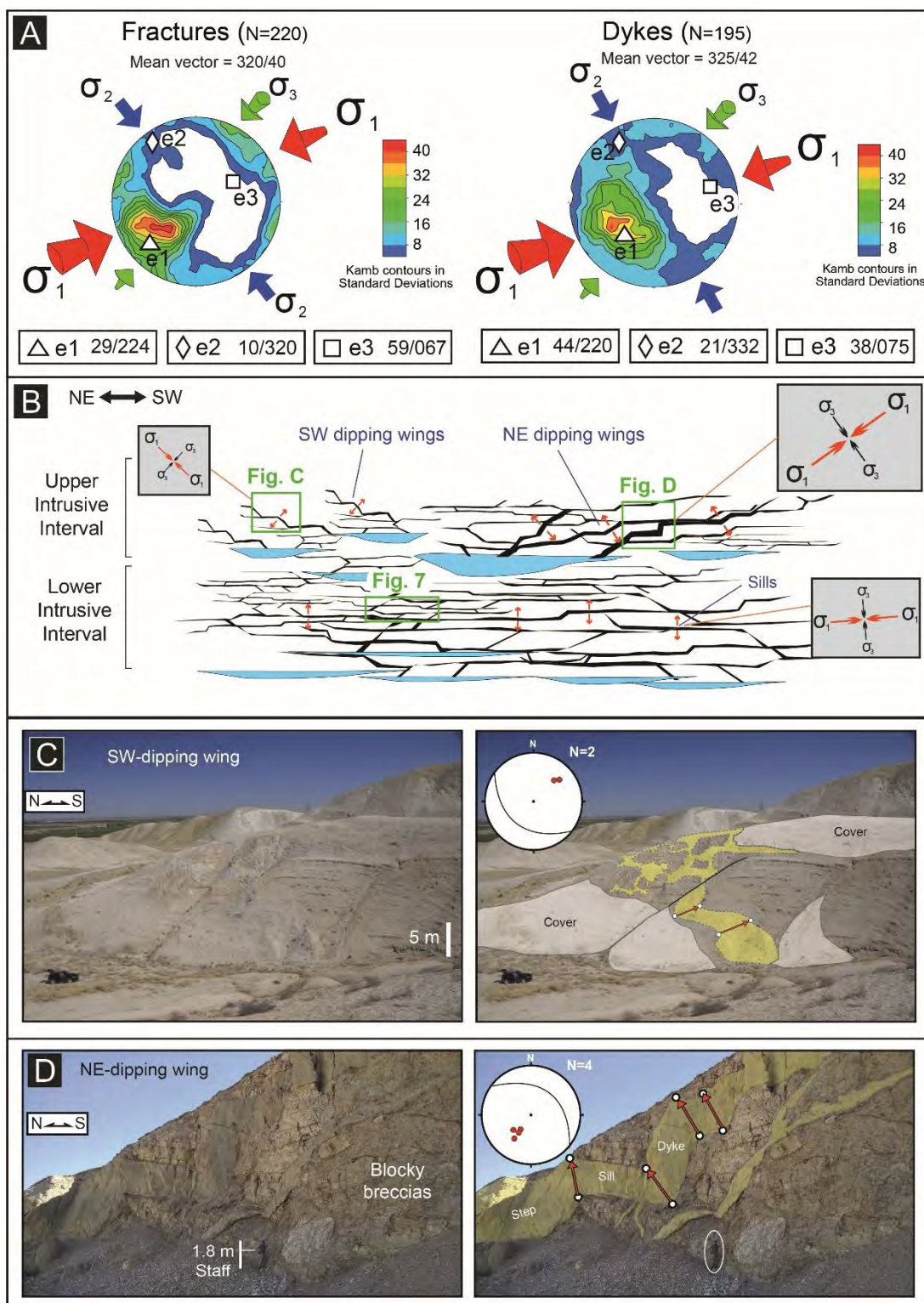


Figure 17 – Palaeo-stress analysis of the TGIC. (a) Lower hemisphere, equal area stereoplot of contours of poles to planes of fractures (left) and dykes (right), showing the three main principal eigenvectors and eigenvalues (e1, e2 and e3), and respective relative stress vectors (σ_1 , σ_2 and σ_3). (b) Relative paleo-stress field distribution based on main dilation direction of sills and dykes. Parent units represented in blue and intrusions in black. (c) Picture of the SW-dipping wing-like intrusion (left) and structural interpretation (right) with stereoplot showing the mean wing axial plain (great circle) dipping SW and the dilation axis from wing aperture direction dipping in relative low angles (20° - 30°) to NE (red dots). (d) Picture of the main NE-dipping wing (left) of the complex and structural interpretation (right) with stereoplot showing the mean wing axial plane (great circle) dipping NE and the dilation

axis (red dots) from main aperture direction dipping in relative higher angles (40°- 50°) to SW.

Using a similar method to that used by Boehm & Moore (2002), the overall strike and dilatational orientation of the intrusive bodies was analysed, which in turn defined an approximate spatial orientation of the regional strain related to the intrusive process. Orientations are represented by eigenvalues and eigenvectors for the distribution of all intrusions (Fig. 17a). The largest eigenvector/eigenvalue (e_1) of the dykes (Fig. 17a) plunges 45° to SW, indicating maximum dilation perpendicular to the NE-dipping dyke walls. The intermediate eigenvector/eigenvalue plunges at a low angle NW (22° to 332°), and corresponds approximately to the sub-horizontal orientation of the bedding and is considered to be the rotational axis of the strain ellipsoid (σ_2). The minimum eigenvector/eigenvalue indicates the least dilatational strain plunging 38° to 080° (ESE).

The NW-striking dikes plunging to NE (Fig. 17) suggest a minimum principal stress (σ_3) that plunges obliquely at 45° to the SW, and the contemporaneous sills indicate a minimum principal stress with a sub vertical orientation (Fig. 17b). This configuration is explained by the dykes and sills intruding into the overburden perpendicular to their relative minimum principal stress, with weaker sediment cohesion subparallel to bedding (Boehm & Moore 2002). As the lower intrusive interval is sill-dominated, the presence of a predominantly sub vertical minimum principal stress (σ_3) was inferred (Fig. 17b). The overall structural configuration of the complex constrains the maximum principal stress axis direction to be NE-SW plunging ca. 38° indicating a predominant principal compressive direction ENE-WSW with the minimum principal stress axis (σ_3) plunging around 40° to SWS (Fig. 17a).

4. Discussion

The only other known exposure of a regionally developed giant sand injection complex is the neighbouring, older Panoche Giant Injection Complex (PGIC, Vigorito *et al.* 2008; Vigorito & Hurst 2010), therefore the characterization of the TGIC as an analogue is a significant increase in knowledge. In that context, and given the similar tectono-sedimentary setting within the Great Valley Group (Ingersoll 1982), it is noteworthy that the TGIC and PGIC are so different. Several smaller outcrops that expose parts of sand injection complexes with similar intrusion geometry to each other have been described (Parize&Friès, 2003; Parizeet *al.* 2007; Surlyket *al.* 2007; Scott *et al.* 2009; Kane 2010; Cobain *et al.* 2015; Ravieret *al.* 2015). Despite their apparent similarity, these papers draw different conclusions regarding direction of dyke propagation and the prevailing flow regime during sand fluidisation. In both TGIC and PGIC, excellent vertical and lateral exposure allow more confident and holistic interpretation of characteristics and processes (Vigorito &Hurst 2010; Hurst *et al.* 2011; Hurst & Vigorito 2017).

4.1. Geometry and architectural framework

Two distinctive characteristics of TGIC architecture are that depositional sandstone is present throughout most of the injection complex (Figs. 5 and 18a) and that the underlying strata (pre-Kreyenhagen) did not provide a significant volume of fluid during sand fluidisation. Evidence of sand fluidisation is present in all depositional sandstones and all parent sandstone intrusions. In the PGIC, only the Dosados Sandstone parent has contributed significant sand volume (Vigorito & Hurst 2010; Hurst *et al.* 2017). Where shallower depositional sandstone occurs, sandstone intrusions disrupt them but with insignificant evidence of fluidisation. The absence of an underlying aquifer to source fluids and fluid overpressure in the TGIC implies laterally offset aquifer supply. The difference with respect to aquifer gives TGIC an immediate relevance to subsurface sand injection complexes that lack large underlying aquifers.

Sandstone intrusion geometry and scale in TGIC is similar to those in other well-exposed sand injection complexes (Surlyket *al.* 2007; Vigorito *et al.* 2008; Vigorito & Hurst 2010; Scott *et al.*, 2013) and those in subsurface (Duranti & Hurst 2004; Huuseet *al.* 2004; Jackson 2007) with often-dense networks of dykes, sills and composite intrusions forming saucer-shaped and wing-like intrusions (Fig. 18). In TGIC, proximity and size of sandstone parent units controls the size and abundance of intrusions, and forms a vertical section of approximately 450m, where all parent units are intensely fluidised (Fig. 18a). The intrusions are highly interconnected (Figs. 7, 10, & 11) with sills and saucers forming km-scale horizontally linked units and dykes creating vertical conduits. In general, the intensity of intrusions is similar to the PGIC sill zone (Vigorito & Hurst 2010). Intrusion thickness decreases upward in both the lower and upper intrusive intervals (Fig. 12), trends that correspond to vertical depletion of pore-fluid pressure upward during sand injection. Distribution of similarly sized parent units throughout the TGIC, with the exception the uppermost channel (Fig. 5), is distinctly different from that observed in the PGIC or elsewhere. In subsurface injection complexes, steep low aperture dykes are rarely resolved (Skjaerpeet *al.* 2018; Saturet *al. this volume*) and dependent on depth and seismic frequency sills and saucers below ~5 to 10 m are also not resolved and most dykes steeper than 45° to bedding are undetected (Huuseet *al.* 2007; Grippaet *al.* 2019).

A pattern of “sills shallow, dykes deep” (Jolly & Lonergan 2002) is absent in the TGIC and PGIC. In the very shallow section of the PGIC rare sill occur (Vétel & Cartwright 2010; Vigorito & Hurst 2010). Multi-layered sills in TGIC (Figs. 7a & 18a) occur mostly in the lower intrusive interval, a similar spatial arrangement to the PGIC where multi-layered sills are associated with the shallow part of the sill zone (Vigorito *et al.* 2008) (Figs. 18b). Saucer-shaped sills and wings in the TGIC predominate in the upper intrusive interval, and unlike in the PGIC, where saucers and wings typically combine to form large composite intrusions (Vigorito & Hurst 2010; Grippaet *al.* 2019), at Tume Hill they are smaller and less frequently

block diagram representing the lithostratigraphic and architectural organization of the TGIC. (b) Schematic geological profile representing the architectural organization of the Panoche Giant Injection Complex (PGIC). Modified from (Scott et al., 2013); (c) TGIC winglike intrusion system extending up to 600m crosscutting the host strata ca. 100m; (d) Seismic section from Volund Field, North Sea, showing steep winglike reflections emanating from depositional sand body. Respective geological interpretation (below) indicate winglike intrusions emanating from depositional sand body of Balder Formation and intruding ca. 200m of host strata. Modified from Huuse et al. (2004); (e) Seismic section and respective geological interpretation from the Alba Field, North Sea, showing asymmetric winglike reflectors emanating from the Eocene Nauchlan member cross-cutting ca. 150m of host strata. Modified from Duranti & Hurst (2004).

In common with large saucers and wings in the PGIC, the Half Dome wing has direct linkage to a parent unit (Figs. 10 & 18a). In the PGIC, large saucers and wings tend to be the shallowest large intrusions in the sill zone (Hurst & Vigorito 2017; Grippaet *al.* 2019) (Fig. 18b). Subsurface relationships between parent units, sills, saucers and wings are extremely difficult to constrain, indeed interpretation of surface data is typically instrumental in supporting subsurface interpretations (Briediset *al.* 2007; Hurst *et al.* 2016; Saturet *al.this volume*). Common identification of saucers and wings on seismic data (Huuseet *al.* 2005; Jackson *et al.* 2011) may reflect their occurrence in the shallower parts of injection complexes relative to sills and parent units. Although the overall TGIC architecture contrasts with that of PGIC, individual intrusion geometry is similar and the spatial arrangement of the sill, saucer and wing intrusions has similar architecture. It is likely that the “shallow sill” architecture (Jolly & Lonergan 2002) is somewhat compromised by the limited extent of the outcrop on which it is based (Fig. 2).

Host strata characteristics may influence the geometry and architecture of sandstone intrusions, but to date it is unclear which characteristics are most influential. TGIC’s lower and upper intrusive intervals are rich in clay minerals and opaline silica, respectively. Today, the clay mineral rich mudstone is laminated, compacted and poorly to moderately consolidated, whereas the bio siliceous mudstone is largely structureless, low density and cemented. At the time of sand injection they were probably similarly poorly consolidated although with a laminar microstructure in the former, and granular texture in the latter. Multi-layer sills in the clay mineral rich lower intrusive complex are overall discordant to bedding, but crudely bedding- or lamination-parallel (Fig. 7a, b) suggesting that exploitation of weakness along lamination or bedding probably focused early propagation of hydraulic fractures. However, the combination of continued hydraulic fracturing and erosion by turbulent flow of fluidised sand dominated (Vigorito and Hurst, 2010; Hurst et al., 2011) and created the prevailing discordance (Figs 7, 10, 13 & 14). Discordant margins are pervasive and diagnostic in sand injection complexes, and is a much-used criteria applied to subsurface differentiation of depositional vs injected facies (Dixon *et al.* 1995; Durantiet *al.* 2002; Hurst et al. 2011).

Coincidence of the NW-SE strike of dykes with the main fracture system (Fig. 16) records a structural control during sand injection. If similar relationships exist in the subsurface, sandstone intrusions within larger sand injection complexes, provide insight into prevailing stress at the time of intrusion and whether that coincides with tectonism or the basin framework. In the PGIC, Smyers & Peterson (1971) recorded a concordant relationship between orientation of dykes (the upper dyke zone of Vigorito & Hurst 2010) and the prevailing tectonic stress, confirmed by a more complete analysis of sandstone intrusions from the entire PGIC (Vigorito & Hurst 2010). Unfortunately, a lack of similar well-exposed regionally developed outcrop of sand injection complexes limits further comparison. In the much less extensive exposure of the Vocontian Basin (SE France), Monnier *et al.* (2015) reached similar conclusions. Recognising relationships between tectonic stress and the orientation of intrusions is salient in subsurface analysis when evaluating the distribution and orientation of sub-seismic scale intrusions (Skjaerpe *et al.* 2018).

4.2. Geological Controls and Trigger Mechanisms of TGIC

Formation of Giant Injection Complexes requires development of regional overpressure in the very shallow crust in which poorly consolidated depositional units are located close to or within the zones of intense hydraulic fracture. Previously the only outcrop where this has been described on a regional scale is the nearby Panoche Giant Injection Complex (PGIC, Vigorito & Hurst 2010). Many triggers may cause sand injection but diagnostic evidence is sparse (Hurst *et al.* 2011). Much of the conjecture is associated with the generation of pore-fluid overpressure and its focus in limited areas of large sedimentary basins. In that context, the TGIC has constraints helpful in this analysis, as regionally the structural setting and evolution of the area is the subject of much independent research, and locally the excellent outcrop allows detailed evaluation of relationships between intrusions and palaeo-stress.

The predominant NW-SE strike of the sandstone intrusions and the related fracture system of the TGIC (Figs 16 and 17) is sub parallel to the NW-SE oriented axis of the San Joaquin Basin at the time of emplacement of the injection complex (Fig. 19). This observation opens the possibility of relating the emplacement of the TGIC with the tectonic evolution and palaeo-architecture of the basin. Contractual tectonics associated with the subduction of the Farallon plate mainly controlled the structural architecture and deposition of the GVG. Along the western edge of the basin evidence for extensional tectonics is recorded by broad subsidence (Platt 1993; Unruh *et al.* 2007) and normal faulting along with the uplift of the Franciscan Complex (Harms *et al.* 1992; Unruh *et al.* 2007). Exhumation of the Franciscan Complex and the adjacent Great Valley forearc evolution, suggests that the forearc basin was characterized by an extensional regime with active subsidence and sedimentation until late Eocene (*cf.* Unruh *et al.* 2007, fig. 12). From the late Cretaceous to

late Eocene, extensive NE-dipping low angle normal faults in the western part of the GVG formed associated with the uplift of the Franciscan Complex (Dumitru 1989; Krueger & Jones 1989; Unruh *et al.* 2007). Location of the TGIC on the western margin of the basin meant that the related extensional and/or contractional deformation had a greater influence than may be expected elsewhere in the basin. Beginning early in the Tertiary, and continuing episodically throughout, the attenuated forearc crust was uplifted, tilted and folded by deep-seated west-dipping thrust faults (Unruh *et al.*, 2004), and contractional deformation cannot be disregarded as a potential mechanism to drive stress within the basin during formation of the injection complex.

Lack of evidence of a source of fluid in the underlying Lodo and Domengine formations means that lateral ingress of pore fluid is most likely the source of the overpressure that led to formation of the TGIC. Lateral pressure transfer occurs because of depositional tilting and subsequent up-dip migration of fluids into sandstones closer to a basin margin (Osborne & Swarbrick 1997; Yardley & Swarbrick 2000; Flemings *et al.* 2002). TGIC's location within a large submarine system within which numerous sandstone-rich channels and channel complexes occur, suggests the identity of the main conduit for lateral pressure transfer (Fig. 19c). All sandstone intrusions in TGIC are physically connected to depositional sandstone units (summarised in Figs 3, 5, and 18A), which were the sources of sand (as confirmed by light and heavy mineralogy), and fluid to the injection complex. The TGIC slope setting is expected to have an axially fed hydraulic structure probably linked to the palaeo-Sierra Nevadan mountains (Fig. 19b). This contrasts markedly with the PGIC (Fig. 18b), which is underlain by a very thick (>10km) aquifer which is the main source of fluid and pressure to form the PGIC (Vigorito & Hurst 2010). Provenance of known subsurface examples with similar relationships between injection complexes and large underlying aquifers (Huuse *et al.* 2005; Satur & Hurst 2007; Morton *et al.* 2014; Hurst *et al.* 2016) also have distinct mineral provenance associated with sand derivation from the shallow part of the underlying aquifer (Morton *et al.* 2014; Hurst *et al.* 2017). Even so, creation of a sustained rapid ingress of pore-fluid sufficient to create regional hydraulic fracturing during shallow burial required exceptional conditions.

Based on coincidence of the predominant NW-SE orientation of intrusions with the regional stress field and architectural framework of the San Joaquin Basin during the Eocene, we infer that hydraulic fracturing of host strata and sand emplacement are associated with regional tectonic stress in the basin (Fig. 19a, c). If sand injection was uninfluenced by tectonic stress, an alternative control could be gravitationally induced stresses associated with slope instability. Because the TGIC is emplaced into a slope succession on an active margin, it is reasonable that periodic intense seismicity would induce gravitational collapse of the slope. This is recorded in the underlying Domengine Formation ca. 20 Km south of the TGIC as the New Idria mass-transport deposit (Sharman *et al.*, 2017).

The New Idria MTD is associated with soft-sediment folds and reverse faults that record transport toward the west to southwest that were controlled by the gravitational instability and eventual collapse of the shelf. Sharman *et al.* (2017) suggest that (1) high sedimentation rates, (2) loading of poorly compacted, mechanically weak, fine-grained units overlain by denser units, and (3) seismicity, were the main drivers of mass failure. Slope turbidites and mudstones in the Kreyenhagen Shale, could have undergone similar gravitational instability to those in the underlain estuarine and deltaic Domengine formation. Most of the dykes and the winglike intrusion of the TGIC strike NW-SE and dip to NE, implying a predominant injection emplacement toward southwest. This configuration is coincident with the main folds and reverse faults present in the New Idria MTD, attributed to structural control of the NW-SE strike of the paleo-shelf and slope. Sand injection and slope failure have coincident NW-SE structural trends and record different deformation processes along the same margin.

Although we have no evidence of gravity failure in the Domengine Formation underlying the study area, one cannot discount that gravity-driven instability influenced sand injection in the Kreyenhagen formation. However, the balance of evidences suggests that formation of the TGIC was a consequence of burial and compaction of channelized turbiditic sandstone sealed within low-permeability mudstone, combine with focused lateral fluid migration (Osbourne & Swarbrick, 1997) into the sandstone that caused overpressure. This occurred during a period of extensional tectonics that triggered and focused hydraulic fracturing of the host strata and caused sand injection (Fig. 19).

4.3. TGIC as a subsurface analogue

Subsurface analogues of sandstone intrusions are important in petroleum (and other fluid) systems in the context of understanding reservoir geometry and architecture, estimating aquifer support (Briedis *et al.* 2007; Schwab *et al.* 2015) and when identifying fluid migration conduits (Jenkins 1930; Hurst *et al.* 2003a). Other applications include the identification of the geologically instantaneous sand extrudites (Hurst *et al.* 2006) and elucidating overpressure development and seal integrity (Cartwright *et al.* 2007). As an analogue for subsurface analysis, the TGIC is exceptional because of its large area and high quality exposure, and because the reservoir architecture is significantly different than that present in the PGIC, the only other regionally developed giant sand injection complex (Vigorito & Hurst 2010; Hurst *et al.* 2011).

Arguably, the most distinctive characteristics of the TGIC when compared with the PGIC are that depositional sandstone is present throughout most of the section (Fig. 18a) and the importance of the laterally offset aquifer (Fig. 19). The latter gives TGIC an immediate relevance to subsurface basin margin development of injection complexes where sedimentary units thin, large underlying aquifers are absent, or underlying strata constitute very low porosity sedimentary or crystalline basement. “Injectite” oilfields in basin marginal

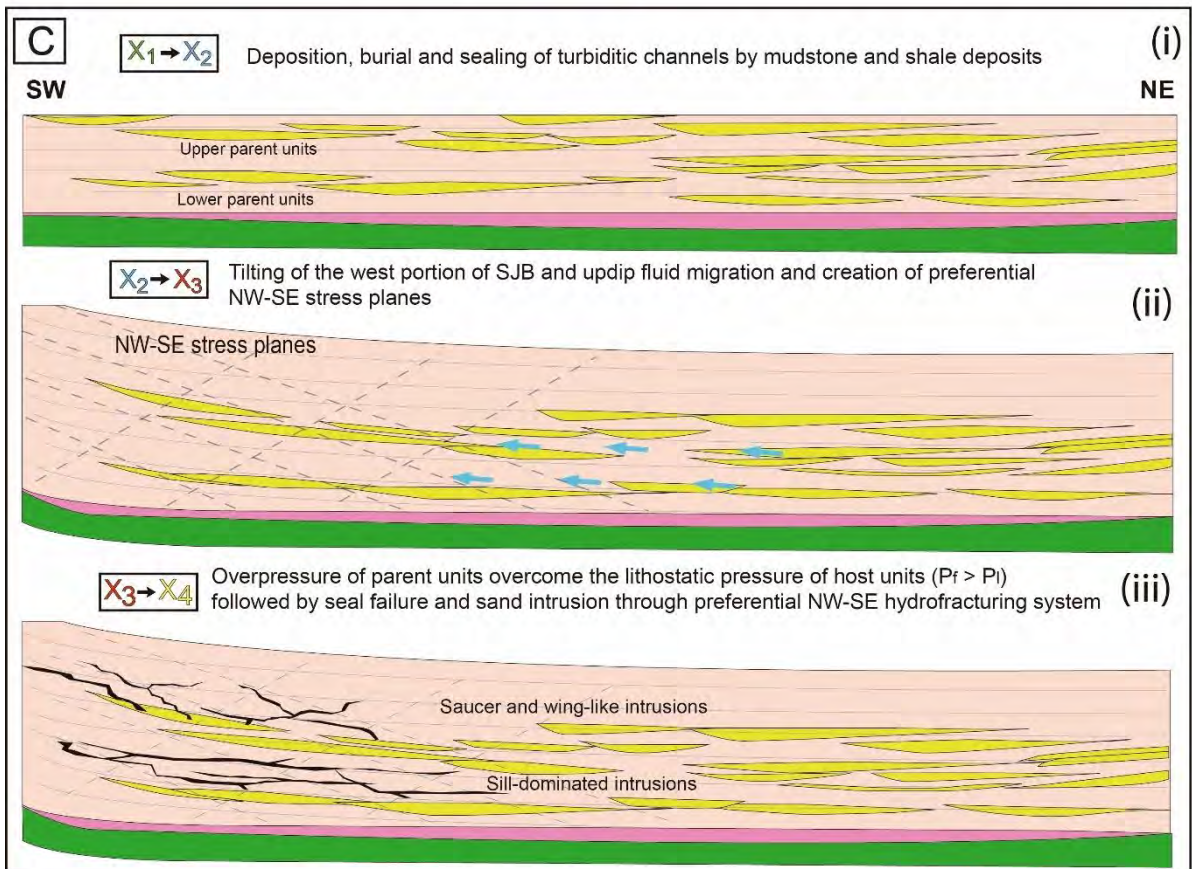
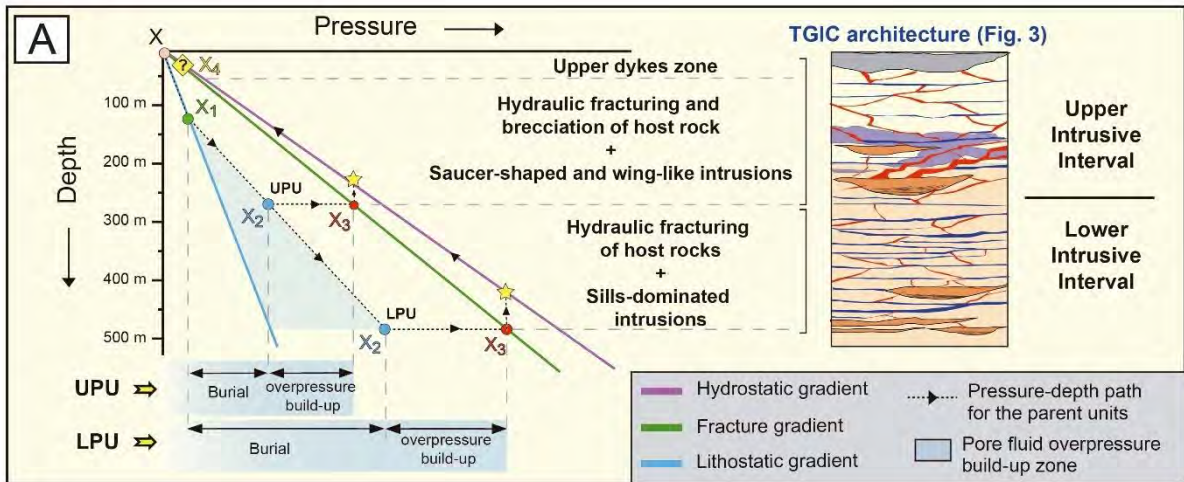
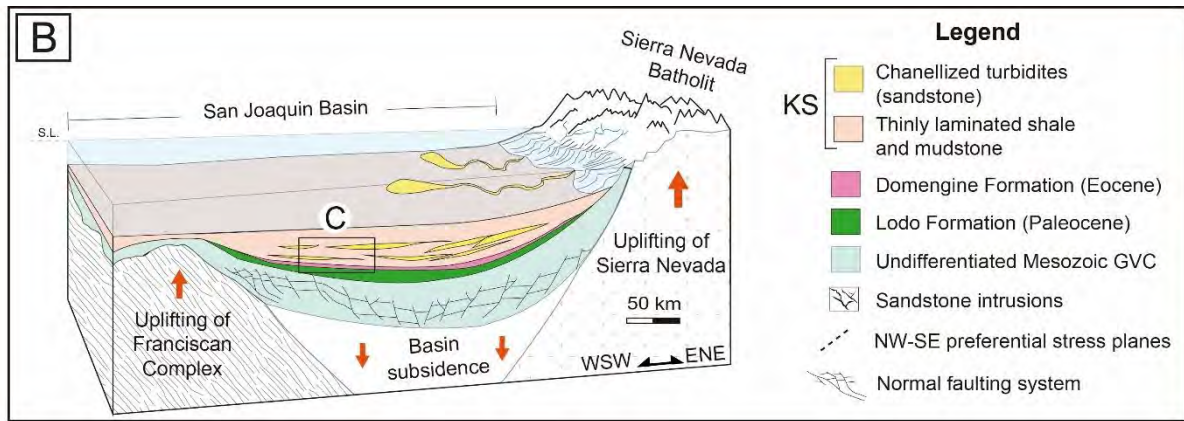


Fig. 19 – Integrational conceptual model for the TGIC formation. (a) Pressure-depth diagram showing the overpressure evolution the TGIC (left) and respective architectural organization (right). Relative time of events (X_1 , X_2 , X_3 and X_4) are represented in (c). Abbreviations:

LPU, Lower Parent Unit, UPU, Upper Parent Unit; (b) Schematic 3D block-diagrams showing the tectonic setting of the San Joaquin basin during the deposition of the Kreyenhagen Shale succession. The basin was under Eocene extension with associated uplift of the Franciscan Complex, deforming underlying Cretaceous strata by low angle normal faulting in the west portion of the basin (Unruh 2007). Note that the turbidites have a general palaeocurrent to W and NW; (c) Schematic evolutionary model for TGIC formation: (i) Deposition, burial and sealing of the turbiditic channel system; (ii) lateral fluid pressure transfer by tilting of the west portion of the basin leading to up dip fluid migration (blue arrows) priming overpressure build-up of parent units, and creating NW-SE preferential stress planes; (iii) fluid overpressure overcome the lithostatic pressure ($P_f > P_l$), initiating hydraulic fracture of host mudstone and sand injection exploiting preferential NW-SE mechanically weak planes.

locations are present along the eastern and western margins of the Viking Graben where major aquifers are largely absent below the injection complexes or offset laterally by 10's of kilometres (Dixon *et al.*, 1995; Mangerud *et al.* 1999; Bergslien 2002; Briedis *et al.* 2007; McKie *et al.* 2015). Because of the architecture of depositional sandstone in TGIC, sand fluidisation and injection affected all depositional sandstone and hence, supra-lithostatic pore-fluid pressure was pervasive, implying that most of the TGIC formed within the sill zone (*sensu* Vigorito & Hurst 2010). Clear relationships exist between large depositional parent units and the largest intrusions, for example, the Half Dome wing (Figs. 10 & 11). In the TGIC, depositional units feed directly into sandstone intrusions and have similar composition (Fig. 18a). In the PGIC, sandstone intrusions connect to a single depositional parent unit, the Dosados Sandstone (Vigorito & Hurst 2010; Hurst *et al.* 2017) (Fig. 18b). In subsurface settings where depositional sandstone has a high N/G throughout an injection complex the TGIC is a highly relevant analogue (Fig. 18).

Gradational changes in composition typify the PGIC host strata (Moreno Formation, Payne 1951; Vigorito & Hurst 2010) and are similar to many subsurface mudstone hosts of sandstone intrusions. At the time of injection, host strata in TGIC had contrasting gross porosity structures, ranging from granular in a biosiliceous ooze and laminated in the clay-rich mudstone. The granular ooze would have dissipated pore-fluid pressure more rapidly than the laminar mudstone and appears to have had induced brecciation (Figs. 13 and 14). Injection breccia is less well developed in clay-rich host strata in both the TGIC and PGIC.

Sandstone intrusions, including breccia, cross-cut hundreds of metres of mudstone-dominated Kreyenhagen Shale and form highly permeable conduits for fluid flow through an otherwise low permeability succession (c.f. Jenkins 1930; Hurst *et al.* 2003a; Hurst *et al.* 2003b; Huuse *et al.* 2005; Briedis *et al.* 2007; De Boer *et al.* 2007). In the subsurface, sand injection complexes preserve intrusions with wing-like and saucer-shaped geometry that are typical targets of exploration and field development wells in (Duranti *et al.* 2002; Huuse *et al.* 2003; DeBoer *et al.* 2007; Szarawarska *et al.* 2010, Saturet *et al.* this volume). Outcrop of wing-like intrusion are similar those identified in subsurface (Huuse *et al.* 2007; Grippa *et al.*, 2019). The TGIC wing extent laterally for up to 600m emanating from the parent turbiditic

channel and crosscutting the host mudstone by at least 100m. Similar geometry and scale wings occur in the North Sea basin in the Alba and Volund Field (Duranti and Hurst, 2004; Huuse et al., 2004; Satur et al., this volume) (Fig. 18). These and other similar characteristics of sandstone intrusions in the subsurface demonstrate the relevance of TGIC as an outcrop analogue with fundamentally different architecture and origin to the PGIC (Vigorito and Hurst, 2010).

5. Conclusion

Turbiditic sandstone that occurs through most of the TGIC section acted as parent units for sandstone intrusions. The intrusive network sourced by these parent units present a complex architectural organization with varied intrusive bodies geometries and sizes. Sills complex, including multi-layer sills prevail in the lower intrusive interval whereas the upper intrusive interval is characterised by asymmetric saucer and wing-like intrusions. This trend is similar to that observed in other giant injection complexes. Injection breccia is common adjacent to large depositional sandstones and intrusions emanating from them, and forms a thick (up to ~50m) and laterally extensive unit in the upper intrusive interval. Breccia forms significant reservoir volume, and where laterally extensive gives hydraulic continuity across the shallow section of the injection complex. Large intrusions are associated with the largest depositional parent units, which because present throughout the TGIC create a highly connected and volumetrically significant reservoir network.

Lower and upper intrusive intervals do not coincide with variation from mudrocks enriched in clay minerals to a bio siliceous mineralogy. Therefore the host mudrock mineralogy and resultant internal structures do not exert a major control on the geometry of sandstone intrusions. Mudstone mineralogy does not correlate with the occurrence of the entire injection breccia zones although bio siliceous mudstone is the host for the laterally extensive breccia zone. Lamination is evident in clay rich mudstone, which hosts sills, but it does not control their external geometry.

Overpressure was generated laterally from along the axis of coarse-grained deposition, with no evidence of an underlying aquifer active at the time of sand injection. Coincident NW-SE orientation of wing like intrusions with the dominant structural framework of the basin indicates that sand injection occurred during a period of extension possibly controlled by tectonic or gravity driven stress. A late Eocene early Oligocene erosional unconformity cuts the top of the TGIC truncating high angle dykes and the host biosiliceous mudstone with, in places, more than 20 m erosion, constraining the injection event to the Late Eocene.

TGIC has seismic-scale outcrop ideal for supporting subsurface reservoir modelling. It is a significantly different giant injection complex than the previously-described PGIC, with contrasting relationships between parent units and intrusions, aquifer location, abundance

and distribution of injection breccia, while retaining a record of similar processes, intrusion geometry and internal structures.

Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge support from Shell Brazil and CNPq through the “BG05: UoA-UFRGS-SWB Sedimentary Systems” project at UFRGS and UoA and the strategic importance of the support given by ANP through the R&D levy regulation. We also wish to thank the support from the Sand Injection Research Group (SIRG) and the researchers who collaborated during fieldwork. We also wish to thank the support and help of the Bureau of Land Management (CA) providing guidance and legal access to the study area.

References

- Anderson, F.M. 1905. A Stratigraphic Study in the Mount Diablo Range of California. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, third series. *Geology*, vol.2, no. 2, p. 156-252.
- Anderson, R. & Pack, R., 1915. Geology and Oil Resources of the West Border of the San Joaquin Valley North of Coaling, California. *United States Geological Survey Bulletin*, 603, 220 p.
- Anderson, E.M. 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain* 2nd ed., 206 pp., Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Atwater, T. 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *GSA Bulletin*, **81**, 3513–3536.
- Atwater, T. & Stock, J. 1998. Pacific-north america plate tectonics of the neogene southwestern united states: An update. *International Geology Review*, **40**, 375–402, <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Bartow, J. & Nilsen, T. 1990. Review of the Great Valley sequence, eastern Diablo Renge and northern San Joaquin Valley, Central Calofornia. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, p. 25.
- Bartow, J.A. 1991. Cenozoic evolution of the San Joaquin Valley, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, p. 1–40.
- Bartow, J.A. 1996. Geologic map of the west border of the San Joaquin Valley in the Panoche Creek–Cantua Creek area, Fresno and San Benito counties, California. *Miscellaneous Investigations Series—US Geological Survey Map*, I-2430.
- Bergslien, D. 2002. Balder and Jotun - two sides of the same coin? A comparison of two Tertiary oil fields in the Norwegian North Sea. *Petroleum Geoscience*, v. 8, p. 349–363, <https://doi.org/10.1144/petgeo.8.4.349>.
- Boehm, A. & Moore, J.C. 2002. Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids*, **2**, 147–161, <https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2002.00026.x>
- Briedis, N.A., Bergslien, D., Hjellbakk, A., Hill, R.E. & Moir, G.J. 2007. Recognition Criteria, Significance to Field Performance, and Reservoir Modeling of Sand Injections in the Balder Field, North Sea. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 91–102.
- Braccini, E., de Boer, W., Hurst, A., Huuse, M., Vigorito, M. & Templeton, G. 2008. Sand Injectites.

Oilfield Review, **20**, 34–49.

- Cartwright, J., Huuse, M. & Aplin, A. 2007. Seal bypass systems. *AAPG Bulletin*, v. 91, p. 1141–1166, doi: 10.1306/04090705181
- Cartwright, J. 2010. Regionally extensive emplacement of sandstone intrusions: A brief review. *Basin Research*, **22**, 502–516, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00455.x>
- Cobain, S.L., Peakall, J. & Hodgson, D.M. 2015. Indicators of propagation direction and relative depth in clastic injectites: Implications for laminar versus turbulent flow processes. *Bulletin of the Geological Society of America*, **127**, 1816–1830, <https://doi.org/10.1130/B31209.1>.
- Cobain, S.L., Hodgson, D.M., Peakall, J. & Shiers, M.N. 2017. An integrated model of clastic injectites and basin floor lobe complexes: Implications for stratigraphic trap plays. *Basin Research*, <https://doi.org/10.1111/bre.12229>.
- Cosgrove, J.W. 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments. *American Association of Petroleum Geologists*, **85**, 737–748.
- Davies, R.J., Huuse, M., Hirst, P., Cartwright, J. & Yang, Y. 2006. Giant clastic intrusions primed by silica diagenesis. *Geology*, **34**, 917–920, <https://doi.org/10.1130/G22937A.1>
- De Boer, W., Rawlinson, P.B. & Hurst, A. 2007. Successful Exploration of a Sand Injectite Complex: Hamsun Prospect, Norway Block 24/9. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 65–68.
- Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I. & McKee, E.H. 1986. Field relations between dikes and joints: Emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, v. **91**, p. 4920, doi: 10.1029/JB091iB05p04920
- Dickinson, W.R. & Seely, D.R. 1979. Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. *AAPG Bulletin*, **63**, 2–31, <https://doi.org/10.1306/C1EA55AD-16C9-11D7-8645000102C1865D>.
- Dickinson, W.R. 1981. Plate tectonics and the continental margin of California. In: Ernst, W. G. (ed) *The geotectonic development of California*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, pp. 1–28.
- Dickinson, W.R. 2002. Reappraisal of hypothetical Franciscan thrust wedging at Coalinga: Implications for tectonic relations along the Great Valley flank of the California Coast Ranges. *Tectonics*, v. **21**, no. 5, p. 1039, doi: 10.1029/2001TC001315
- Dixon, R.J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, A.D., Alexander, R.W.S., Williams, M.C. & Davies, K.G. 1995. *Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment, Quadrant 9, UKCS*. Geological Society, London, Special Publications, v. **94**, p. 77–94.
- Dumitru, T.A., 1989. Constraints on uplift in the Franciscan Subduction Complex from apatite fission track analysis. *Tectonics*, v. **8**, p. 197–220, doi: 10.1029/TC008i002p00197
- Duranti, D., Hurst, A., Bell, C., Groves, S., & Hanson, R. 2002. Injected and remobilised Eocene sandstones from the Alba Field, UKCS: core and wireline characteristics. *Petroleum Geoscience*, **8**, 99–107.
- Duranti, D. & Hurst, A. 2004. Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, v. **51**, p. 503–529, doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00634.x
- Ernst, W.G. 1983. Phanerozoic continental accretion and the metamorphic evolution of Northern and Central California. *Tectonophysics*, v. 100, p. 287–320.
- Fisher, N. I., Lewis, T. & Embleton, B. J. J. 1987. *Statistical Analysis of Spherical Data*. Cambridge

University Press, Cambridge. doi: 10.1017/CBO9780511623059

- Flemings, P.B., Stump, B.B., Finkbeiner, T. & Zoback, M. 2002. Flow Focusing In Overpressured Sandstones: Theory, Observations, and Applications. *American Journal Of Science*, **Vol. 302**, pp. 827–855.
- Graham, S.A. 1987. Tectonic controls on petroleum occurrence in central California. *In*: Ingersoll, R.V., Ernst, W.G. (Eds.), *Cenozoic Basin Development of Coastal California*. Rubey, **vol. 6**. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp. 47-63.
- Grippa, A., Hurst, A., Palladino, G., Iacopini, D., Lecomte, I. & Huuse, M. 2019. Seismic imaging of complex geometry: Forward modeling of sandstone intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 513, 51–63, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.02.011>.
- Harms, T.A., Jayko, A.S. & Blake, M.C. 1992. Kinematic evidence for extensional unroofing of the Franciscan complex along the Coast Range fault, northern Diablo Range, California. *Tectonics*, **v. 11**, p. 228–241. <https://doi.org/10.1029/91TC01880>.
- He, M., Graham, S., Scheirer, A.H. & Peters, K.E. 2014. A basin modeling and organic geochemistry study in the Vallecitos syncline, San Joaquin Basin, California. *Marine and Petroleum Geology*, **v. 49**, p. 15–34, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.09.001
- Hubbard, S.M., Romans, B.W. & Graham, S.A. 2007. An outcrop example of large-scale conglomeratic intrusions sourced from deep-water channel deposits, Cerro Toro Formation, Magallanes basin, southern Chile. *In*: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 199–207.
- Hurst, A., Cartwright, J.A., Huuse, M., Jonk, R., Schwab, A.M., Duranti, D. & Cronin, B.T. 2003a. Significance of large-scale sand injectites as long-term fluid conduits: evidence from seismic data. *Geofluids* 3, 263-274.
- Hurst, A., Cartwright, J. & Duranti, D. 2003b. *Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology*. Geological Society, London, Special Publications, **v. 216**, p. 123–138, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.09.
- Hurst, A., Cartwright, J.A., Duranti, D., Huuse, M. & Nelson, M. 2005. Sand injectites: an emerging global play in deep-water clastic environments. *In*: Doré, A., Vining, B. (Eds.), *Petroleum Geology: North-west Europe and Global Perspectives. Proceedings of the 6th Petroleum Geology conference*. Geological Society, London, pp. 133–144.
- Hurst, A., Cartwright, J.A., Huuse, M. & Duranti, D. 2006. Extrusive sandstones (extrudites): a new class of stratigraphic trap? *In*: Allen, M.R., Goffey, G.P., Morgan, R.K., Walker, I.M. (Eds.), *The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap*. Geological Society, London, Special Publications, **vol. 254**, pp. 289–300.
- Hurst, A., Huuse, M., Cartwright, J. & Duranti, D. 2007. Sand Injectites in Deep-water Clastic Reservoirs: Are They There and Do They Matter? *Atlas of deep-water outcrops: AAPG Studies in Geology*, **56**, p. 1–24.
- Hurst, A. & Cartwright, J. 2007. Relevance of Sand Injectites to Hydrocarbon Exploration and Production. *In*: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG Memoir, **87**, p. 1–19, doi: 10.1306/1209846M871546.
- Hurst, A., Scott, A. & Vigorito, M. 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, **v. 106**, p. 215–246, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.02.004
- Hurst, A., Huuse, M., Duranti, D., Vigorito, M., Jameson, E. & Schwab, A. 2016. Application of outcrop analogues in successful exploration of a sand injection complex, Volund Field, Norwegian North Sea. *Geological Society, London. Special Publications*, 436. <http://dx.doi.org/10.1144/SP436.3>
- Hurst, A. & Vigorito, M. 2017. Saucer-shaped sandstone intrusions: An underplayed reservoir target. *AAPG Bulletin*, **v. 101**, p. 625–633, doi: 10.1306/011817DIG17070
- Hurst, A., Morton, A., Scott, A. & Vigorito, M. 2017. Heavy-mineral assemblages in sandstone intrusions: Panoche giant injection complex, California, U.S.A.. *Journal of Sedimentary Research*, 2017, **v. 87**, 388–405. DOI: <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2017.22>

- Huuse, M., Duranti, D., Steinsland, N., Guaranga, C.G., Prat, P., Holm, K., Cartwright, J.A. & Hurst, A. 2004. Seismic characteristics of large-scale sandstones intrusions in the Paleogene of the South Viking Graben, UK and Norwegian North Sea. *In: Davies, R.J. Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A. & Steinsland, N. 2007. Seismic Characterization of Large-scale Sandstone Intrusions: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production. AAPG Memoir 87, p. 21–35, doi: 10.1306/1209847M873253*
- Huuse, M. & Mickelson, M. 2004. Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 141–155, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.11.018>
- Huuse, M., Cartwright, J.A., Gras, R. & Hurst, A. 2005. Kilometre-scale sandstone intrusions. *In: Doré, A.G., Vining, B.A. (Eds.), Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives—Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference. Geological Society of London, pp. 1577–1594.*
- Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A. & Steinsland, N. 2007. Seismic characterization of large-scale sandstone intrusions. *In: Hurst, A. & Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production, vol. 87. AAPG Memoir, pp. 21–35.*
- Huuse, M., Jackson, C.A.L., Van Rensbergen, P., Davies, R.J., Flemings, P.B. & Dixon, R.J. 2010. Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: An overview. *Basin Research*, **v. 22**, p. 342–360, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00488.x
- Ingersoll, R. V., 1982. Initiation and evolution of the Great Valley forearc basin of northern and central California. *In: Leggett, J. K. (ed), Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. Geological Society of London, Special Publications, 10, pp. 459–467.*
- Ingersoll, R. V. 2008. Subduction-Related Sedimentary Basins of the USA Cordillera. *In: Miall, A.D. (Ed.), The sedimentary Basins of the United States and Canada. In: Hsü, K.J. (Ed.), Sedimentary Basins of the World. Elsevier, v. 5, p. 395-428. doi: 10.1016/S1874-5997(08)00011-7*
- Jackson., C.A.-L. 2007. The geometry, distribution and development of clastic injections in slope systems: seismic examples from the Upper Cretaceous Kyrre Formation, Måløy Slope, Norwegian Margin. *In: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production. AAPG Memoir, 87, p. 37–48.*
- Jackson, C.A.L., Huuse, M. & Barber, G.P. 2011. Geometry of winglike clastic intrusions adjacent to a deep-water channel complex: Implications for hydrocarbon exploration and production. *AAPG Bulletin*, **95**, 559–584, <https://doi.org/10.1306/09131009157>
- Jenkins, O.P. 1930. Sandstone dikes as conduits for oil migration through shales. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **v. 159**, p. 605–617.
- Jolly, R.J.H. & Lonergan, L. 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, **v. 159**, p. 605–617, doi: 10.1144/0016-764902-155
- Kane, I.A. 2010. Development and flow structures of sand injectites: The Hind Sandstone Member injectite complex, Carboniferous, UK. *Marine and Petroleum Geology*, **v. 27**, p. 1200–1215. ISSN: 0264-8172 ; DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2010.02.009
- Krueger, S.W. & Jones, D.L. 1989. Extensional fault uplift of regional Franciscan blueschists due to subduction shallowing during the Laramide orogeny. *Geology*, **v. 17**, p. 1157–1159. doi: 10.1130/0091-7613
- Lewan, M.D., Dolan, M.P. & Curtis, J.B. 2014. Effects of smectite on the oil-expulsion efficiency of the Kreyenhagen Shale, San Joaquin Basin, California, based on hydrous-pyrolysis experiments. *AAPG Bulletin*, **v. 98**, p. 1091–1109, doi: 10.1306/10091313059
- Lillis, P. G. & Magoon, L. B. 2007. Petroleum systems of the San Joaquin Basin province, California: Geochemical characteristics of oil types. *In: Scheirer, A.F.D. (ed.), Petroleum systems and geological assessment of oil and gas in the San Joaquin Province, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1713, chapter 9, 52 p.*
- MacLeod, M.K., Hanson, R.A., Bell, C.R. & McHugo, S. 1999. The Alba Field ocean bottom cable

- seismic survey: Impact on development. *The Leading Edge*, v. **18**, p. 1306–1312, doi: 10.1190/1.1438206
- Mangerud, G., Dreyer, T., Søyseth, L., Martinsen, O. & Ryseth, A. 1999. High-resolution biostratigraphy and sequence development of the Palaeocene succession, Grane Field, Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, **152**, 167–184. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.152.01.10>
- McGuire, D.J., 1988. *Stratigraphy, depositional history, and hydrocarbon source-rock potential of the Upper Cretaceous–Lower Tertiary Moreno Formation, central San Joaquin basin, California* [Ph.D. thesis]: Stanford University, 309 p.
- McKie, T., Rose, P.T.S., Hartley, A.J., Jones, D.W. & Armstrong, T.L. 2015. Tertiary deep-marine reservoirs of the North Sea region: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, **403**, 1–16, 20, <https://doi.org/10.1144/SP403.12>
- Milam, R.W. 1985. *Biostratigraphy and sedimentation of the Eocene and Oligocene Kreyenhagen Formation, central California*. PhD thesis, Stanford University, Stanford, 240 p.
- Monnier, D., Gay, A., Imbert, P., Cavailhes, T., Soliva, R. & Lopez, M. 2015. Sand injectites network as a marker of the palaeo-stress field, the structural framework and the distance to the sand source: Example in the Vocontian Basin, SE France. *Journal of Structural Geology*, **79**, 1–18, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.07.001>.
- Morton, A., Mcfadyen, S., Hurst, A., Pyle, J. & Rose, P. 2014. Constraining the origin of reservoirs formed by sandstone intrusions: insights from heavy mineral studies of the Eocene in the Forties area, United Kingdom central North Sea. *AAPG Bulletin*, **98**, 545–561.
- Namson, J.S. & Davis, T.L. 1988. Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. **100**, p. 257–273. doi: 10.1130/0016-7606(1988)100<0257.
- Nilsen, T.H., Dibblee, T.W., J. & Simoni, T.R. 1974. Stratigraphy and sedimentology of the Cantua Sandstone Member of the Lodo Formation, Vallecitos Area, California. *SEPM Pacific Section Volume and Guidebook*, p. 38–68.
- OilVoice 2013. Solimar *Energy Kreyenhagen project area joint venture status and operational update*. <http://www.4-traders.com/news/Oil-Shale-activitiesescalating-round-Kreyenhagen-Project--14203379/>
- Osborne, M.J. & Swarbrick, R.E. 1997. Mechanisms for generating overpressure in edimentary basins: A reevaluation. *American Association of Petroleum Geologists*, **81**, p. 1023–1041.
- Palladino, G., Grippa, A., Bureau, D., Ian, G., Alsop, Hurst, A., 2016. Emplacement of sandstone intrusions during contractional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. **89**, 230–249. doi: 10.1016/j.jsg.2016.06.010
- Palladino, G., Alsop, G.I., Grippa, A., Zvirtes, G., Phillip, R.P. & Hurst, A. 2018. Sandstone-filled normal faults: A case study from central California. *Journal of Structural Geology*, v. **110**, p. 86–101, doi: 10.1016/j.jsg.2018.02.013
- Parize, O. & Friès, G. 2003. The Vocontian clastic dykes and sills: a geometric model. In: Van Rensbergen, P., Maltman, A.J., Morely, C.J. (Eds.), *Sub-surface sediment mobilization*. Geological Society of London Special Publication, **216**, pp. 51–72.
- Parize, O., Beaudoin, B., Eckert, S., Fries, G., Hadj-hassen, F., Schneider, F., Su, K., Tijani, A., Trouillier, A., De Fouquet, C. & Vandromme, R. 2007. The Vocontian Aptian and Albian syndepositional clastic sills and dikes: A field-based mechanical approach to predict and model the early fracturing of marly-limy sediments. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 163–173

- Payne, M.B. 1951. Type Moreno Formation and overlying Eocene strata on the west side of the San Joaquin Valley, Fresno and Merced Counties. *California Division of Mines, Geological Special Report*, **9**.
- Peters, K.E., Magoon, L.B., Valin, Z. C. & Lillis, P.G. 2007a. Source-rock geochemistry of the San Joaquin Basin Province, California. In: Scheirer, A.F. (Ed.), *Petroleum systems and geologic assessment of oil and gas in the San Joaquin province, California*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1713, chapter 11, 102 p.
- Peters, K.E., Magoon, L.B., Lampe, C., Hosford Scheirer, A., Lillis, P.G., & Gautier, D.L. 2007b. A four-dimensional petroleum systems model for the San Joaquin Basin province, California. In: Scheirer, A.F. (Ed.), *Petroleum systems and geologic assessment of oil and gas in the San Joaquin province, California*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1713, chapter 12, 35 p.
- Phillips, F.J., Tipton, A. & Watkins, R. 1974. Outcrop studies of the Eo-Oligocene Tumey Formation, Monocline Ridge, Fresno County, California: In, Payne, Max (field trip chairman), *The Paleogene of the Panoche Creek – Catua Creek Area Central California. Geological Guide Book for the 1974 Fall Field Trip of the Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 99-131.
- Platt, J.P. 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, **5**. 119-133.
- Pollard, D.D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, **v. 19**, p. 233–269, doi: 10.1016/0040-1951(73)90021-8
- Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S. & Malthe-Sørensen, A. 2008. Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **v. 266**, p. 195–204, doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.015.
- Ravier, E., Guiraud, M., Guillien, A., Vennin, E., Buoncristiani, J.F. & Portier, E. 2015. Micro- to macro-scale internal structures, diagenesis and petrophysical evolution of injectite networks in the Vocontian Basin (France): Implications for fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, **v. 64**, p. 125–151, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.02.040.
- Satur, N. & Hurst, A. 2007. Sand-injection structures in deep-water sandstones from the Ty formation (Paleocene), Sleipner Øst field, Norwegian North Sea. In: Hurst, A. & Cartwright, J. (Eds.), *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG Memoir 87, p. 113–117.
- Satur, N., Hurst, A., Bang, A., Skjærpe, I., and Muehlboeck, S. A., *this volume*. *Characteristics of a wing-like sandstone intrusion, Volund Field*. Geological Society, London, Special Publications.
- Schulein, B.J. 1993. *Sedimentation and tectonics of the upper lower to lower middle Eocene Domengine Formation Vallecitos syncline, California*. M.S. thesis: Stanford, California, Stanford University, 343 p
- Schwab, A.M., Jameson, E.W., & Townsley, A. 2015. Volund Field: Development of an Eocene Sandstone Injection Complex, Offshore Norway. In: McKie, T., Rose, P.T.S., Hartley, A.J., Jones, D. & Armstrong, T.L., (Eds.), *Tertiary Deep-Marine Reservoirs of the North Sea Region: Geological Society of London, Special Publication*, **403**, p. 1–16.
- Scott, A., Vigorito, M. & Hurst, A., 2009. The Process of Sand Injection: Internal Structures and Relationships with Host Strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research*, **v. 79**, p. 568–583, doi: 10.2110/jsr.2009.062.
- Scott, A., Hurst, A. & Vigorito, M. 2013. Outcrop-based reservoir characterization of a kilometer-scale sand-injectite complex. *AAPG Bulletin*, **v. 97**, p. 309–343, doi: 10.1306/05141211184.
- Sharman, G.R., Schwartz, T.M., Shumaker, L.E., Trigg, C.R., Nieminski, N.M., Sickmann, Z.T., Malkowski, M.A., Hourigan, J.K., Schulein, B.J. & Graham, S.A. 2017. Submarine mass failure within the deltaic Domengine Formation (Eocene), California (USA). *Geosphere*, **v. 13**, p. 950–973, doi: 10.1130/GES01442.1
- Skjærpe, I., Tøllefsen, I. and Endresen, T. 2018. Developing Viper-Kobra: Maximizing Recovery by

- Exploiting the Unique Characteristics of the Sand Injectite Environment. *80th EAGE Conference and Exhibition*, Copenhagen, June 2018, doi: 10.3997/2214-4609.201801426
- Slagle, L.P. 1979. *Depositional systems and structures of the middle Eocene Domengine-Yokut Sandstone, Vallecitos, California*. M.S. thesis, Stanford, Calif., Stanford University, 59 p.
- Smyers, N.B. & Peterson, G.L., 1971. Sandstone dikes and sills in the Moreno shale, Panoche hills, California. *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 3201–3207.
- Stephens, T.L., Walker, R.J., Healy, D., Bubeck, A. & England, R.W. 2018. Mechanical models to estimate the paleostress state from igneous intrusions. *Solid Earth*, **v. 9**, p. 847–858, doi: 10.5194/se-9-847-2018.
- Sullivan, R. & Sullivan, M.D. 2012. Sequence Stratigraphy and Incised Valley Architecture of the Domengine Formation, Black Diamond Mines Regional Preserve and the Southern Sacramento Basin, California, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **v. 82**, p. 781–800, doi: 10.2110/jsr.2012.66.
- Surlyk, F., Gjelberg, J. & Noe-Nygaard, N. 2007. The Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland: A Giant Sedimentary Injection Complex. *In: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG Memoir, **87**, p. 141–149.
- Szarawarska, E., Huuse, M., Hurst, A., De Boer, W., Lu, L., Molyneux, S. & Rawlinson, P.B. 2010. Three-dimensional seismic characterisation of large-scale sandstone intrusions in the lower Palaeogene of the North Sea: completely injected vs. in situ remobilised sandbodies. *Basin Studies*, **22**, 517–532.
- Thompson, B.J., Garrison, R.E. & Moore, C.J., 2007. A reservoir-scale Miocene Injectite near Santa Cruz, California. *In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 151–162.
- Todd, T.W. & Monroe, W.A. 1968. Petrology of Domengine Formation (Eocene) at Potrero Hills and Rio Vista, California. *Journal of Sedimentary Research*, **v. 38**, p. 1024–1039, doi: 10.1306/74D71AF0-2B21-11D7-8648000102C1865D.
- Unruh, J., O'Connell, D. & Block, L. V. 2004. Crustal structure of the ancestral northwestern California forearc region from seismic reflection imaging: Implications for convergent margin tectonics. *Tectonophysics*, **v. 392**, p. 219–240, doi: 10.1016/j.tecto.2004.04.018.
- Unruh, J.R., Dumitru, T.A. & Sawyer, T.L. 2007. Coupling of early Tertiary extension in the Great Valley forearc basin with blueschist exhumation in the underlying Franciscan accretionary wedge at Mount Diablo, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, **v. 119**, p. 1347–1367, doi: 10.1130/B26057.1
- Vétel, W. & Cartwright, J. 2010. Emplacement mechanics of sandstone intrusions: Insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Basin Research*, **v. 22**, p. 783–807, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00439.x.
- Vigorito, M., Hurst, A., Cartwright, J.A. & Scott, A. 2008. Regional-scale subsurface sand remobilization: geometry and architecture. *Journal of the Geological Society*, **v. 165**, p. 609–612, doi: 10.1144/0016-76492007-096.
- Vigorito, M. & Hurst, A. 2010. Regional sand injectite architecture as a record of pore-pressure evolution and sand redistribution in the shallow crust: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Journal of the Geological Society*, **v. 167**, p. 889–904, doi: 10.1144/0016-76492010-004.
- Zimmerman, J., 1944. Tamey Sandstone (Tertiary), Fresno County, California. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **v. 28**, n^o7, p. 953–976.
- Yardley, G.S. & Swarbrick, R.E. 2000. Lateral transfer: a source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 523–537.

Capítulo 5 – Paper 2

Dear Dr. Zvirtes,

Your submission entitled "Petrofacies of Eocene sand injectites of the Tumey Giant Injection Complex, Central California (USA)" has been received by Sedimentary Geology.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://ees.elsevier.com/sedgeo/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Sedimentary Geology

Petrofacies of Eocene sand injectites of the Tumey Giant Injection Complex, Central California (USA)

G. Zvirtes^{a,c*}, R.P. Philipp^b, A. Hurst^a, G. Palladino^{a,d}, A. Grippa^a, and L.F. De Ros^b

^a *Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen, Aberdeen, AB24 3FX, United Kingdom.*

^b *Department of Mineralogy and Petrology, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, AV. Bento Gonçalves, 9500, RS, Brazil.*

^c *Post-graduate Program of Geosciences (PPGGEO) of Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, AV. Bento Gonçalves, 9500, RS, Brazil.*

^d *Dipartimento di Scienze, Università degli Studi della Basilicata, Potenza, Italy*

**Corresponding author (e-mail: g.zvirtes@abdn.ac.uk)*

Abstract

The forearc succession of Great Valley Group in Central California provides some of the best examples of giant sand injection complexes in the world, therefore considered valuable analogues for injectite petroleum play in subsurface. Several sand injection complexes are well described in outcrop and subsurface, however the petrographic characteristics of injectites are still poorly documented. In this paper, we present the results of an integrated study of field observations, quantitative and qualitative sandstone petrography, diagenetic processes, provenance, and petrofacies analysis of the Tumey Giant Injection Complex (TGIC) in order to understand its lithostratigraphy and petrological evolution, and its impacts on reservoir petrofacies characteristics and fluid migration. The TGIC intrudes 450m thick Eocene deep-water succession of slope mudrocks and sandy channel-fills of Kreyenhagen Shale, forming an interconnected network of sandstone sills, dykes and injection breccias. The complex generated a horizontal and vertical plumbing system for fluid migration, connecting isolated sandy channel-fills among low-permeability mudrocks. The primary detritic composition, microtextures, diagenetic processes, and provenance signatures allowed definition and discrimination of depositional and intrusive petrofacies and their genetic relations. Petrofacies associations confirm that the gypsum-cemented feldspathic litharenites from the Kreyenhagen Shale channel-fills are the only source for the injection complex. The underlying calcite-cemented arkosic sandstones of Lodo and Domengine formations acted as barriers for fluid flow aiding lateral fluid migration and overpressure buildup within overlying Kreyenhagen channel-fills. Intense grain microfracturing occurred during sand remobilization and injection along with erosion of the host mudrocks. Diagenetic processes exerted strong control on reservoir petrofacies heterogeneity. Eodiagenetic compaction and extensive gypsum cementation drastically reduced the primary porosity of the complex while telodiagenetic dissolution of detritic and autigenic constituents formed pervasive secondary porosity. This study has a key importance for the generation of reliable stratigraphic and petrological models for sand injection complex genesis and evolution, and consequently to the understanding and optimization of exploration of injectite oilfields.

Keywords: Sand injection complex; Sandstone petrography; Provenance; Diagenesis; Reservoir petrofacies; Microfracturing; Fluid flow

1. Introduction

Sand injectites form when fluidized sand is 'forcibly' emplaced into low-permeability host strata, creating a network of dikes, sills, pipes, injection breccias and other irregular intrusions. They are described to occur in many depositional settings (Jolly and Lonergan, 2002) but are mostly recorded in deep-marine environments associated with submarine fans and turbiditic successions (Hiscott 1979; Archer 1984; Vigorito et al., 2008; Hurst et al., 2015). In deep-water settings, sandy channel-fills are sealed by shales and other low-permeable strata, trapping pressurized fluids during increasing burial and compaction (Cartwright et al., 2007). Eventually, when pore-fluid overpressure inside the channel-fills reach the lithostatic pressure and fracture gradient of the surrounding rocks, hydraulic fractures propagate into the host strata, triggering sand fluidization and injection, forming injectites (Jolly and Lonergan, 2002; Vigorito and Hurst, 2010).

Sandstone intrusions have been described for almost 200 years (e.g. Murchinson, 1827; Diller, 1890; Newsom, 1903; Hiscott, 1979; Surlyk and Noe-Nygaard, 2001; Palladino et al., 2018; and references therein). For most of this time, they were considered localized geological oddities, without basin-wide scale influence. However, this view changed drastically after the recognition of injectites associated with hydrocarbon reservoirs (Dixon et al., 1995), particularly from their seismic interpretation (MacLeod et al., 1999; Lonergan and Cartwright, 1999; Huuse et al., 2007). In terms of hydrocarbon exploration, large scale injection complexes (hundreds of meters vertically and several kilometres laterally) form vertical and lateral communication between reservoirs separated by low permeability sedimentary intervals (Hurst et al., 2003), influencing the distribution and efficiency of fluid migration, modifying reservoir shape and distribution, trap and seal properties, and forming excellent pay zones (Hurst and Cartwright, 2007; Braccini et al., 2008).

During the past decades, numerous papers have emerged from the study of large-scale injectites in the subsurface (e.g. Dixon et al., 1995; Bergslien, 2002; Duranti and Hurst, 2004; Huuse et al., 2004; Schwab et al., 2015) and outcrops (e.g. Boehm and Moore, 2002; Schwartz et al., 2003; Surlyk et al., 2007; Vigorito et al., 2008; Scott et al., 2013; Palladino et al., 2016, Palladino et al., 2018; Zvirtes et al., 2019). Despite many studies on the subsurface analysis of sediment remobilization and fluid flow processes of injectites (Cartwright et al., 2008; Huuse, 2008; Jackson et al., 2011), their smaller-scale features remain poorly documented and understood

(cf. Duranti and Hurst, 2004; Huuse et al., 2007). Studies of well-exposed outcrops of injection complexes (Vigorito et al., 2008; Scott et al., 2009; 2013) provide reliable geological context for such stratigraphic and petrological studies, thus providing consistent analogues for subsurface interpretation (Hurst et al., 2015). For this reason, outcrop studies are fundamental to understand injectite features at sub-seismic scale and their fluid flow patterns, serving as analogues for calibration of the subsurface plumbing systems they generate (Huuse et al., 2010).

Petrographic studies on sand injection complexes are still scarce and the understanding of the interrelationships between sediment remobilization and injection, and the post-injection diagenetic processes is also at an early stage (e.g. Lonergan and Cartwright, 1999; Parnell and Kelly 2003; Jonk et al., 2005; Davies et al., 2006; Scott et al., 2009; Jonk, 2010; Ravier et al., 2015). Petrographic and mineralogical characteristics of injectites are particularly valuable in subsurface interpretation, where differentiation between depositional and injected sandstone may be challenging, even when excellent quality seismic and core data are available. Understanding the distribution of detrital composition and diagenetic alterations of sandstones and their impact on reservoir quality is crucial for petroleum exploration and production (Bloch and Helmold, 1995; DeRos and Goldberg, 2007; Morad et al., 2010). Therefore, the study of these elements and the characterization of petrofacies of sand injection complexes is fundamental in order to evaluate their reservoir quality properties, and to understand their effects on fluid flow.

This study focuses on field investigations and petrographic analysis of the Tumey Giant Injection Complex (TGIC) in the Eocene succession of the San Joaquin Basin (California – USA) (**Fig. 1**). The scarce previous works about the TGIC were focused on the outcrops features and external geometry (Huuse et al., 2007; Palladino et al., 2016, 2018) and recently on detailed lithostratigraphic mapping and structural analysis by Zvirtes et al. (2019). Here, we study the processes of sand remobilization and injection of the TGIC at meso- and micro-scale by detailed field and petrographic analysis, allowing the definition of the primary composition, textures, diagenetic processes, provenance signatures, and petrofacies characteristics of depositional and intrusive sandstones. In addition, the present study demonstrates the utility of the application of the petrofacies concept to sand injection complexes, both for the provenance-tectonic reconstruction of the depositional units and for the stratigraphic correlation of the injection complex. It allowed to define the architectural organization of the TGIC, the petrogenetic

relationships between intrusive and parent units, their characteristics in terms of reservoir petrofacies, and its long-term impact on fluid flow.

2. Geological context

2.1. Tectonic setting

The TGIC outcrops discontinuously along the western flank of the San Joaquin Basin, as part of the Great Valley Group (GVG), in Central California (**Fig. 1**). The GVG was deposited within a N-S elongate forearc basin system formed following the Nevadan orogeny in the Late Jurassic (Dickinson and Seely, 1979; Dickinson, 1981; Constenius et al., 2000). Throughout the Cretaceous and Paleogene, the eastward subduction of the oceanic Farallon plate beneath the continental North American plate (Atwater, 1970; Atwater and Stock, 1998), gave rise to the Franciscan-Great Valley-Sierra Nevada arc-trench system (Ingersoll, 1983) (**Fig. 1A and 1B**).

By Late Cretaceous, the onset of the Laramide orogeny took place, due to the decreasing dip of the subducting slab, promoting migration to east of the arc magmatism (**Fig. 1B**). This orogenic phase is considered to be responsible for the regional uplift of the GVG (Moxon and Graham, 1987). Subduction terminated sequentially by late Paleogene and Neogene, by the northward movement of Mendocino triple junction (Atwater, 1970) shifting to the current transform margin of the western USA. The study area is part of the deformed western margin of the San Joaquin Basin, where the Cenozoic sequence was uplifted and exposed during the Neogene contractional and strike-slip tectonics developing the San Andreas Fault system (Atwater, 1970). This regime formed extensive arrays of NW-SE trending *en échelon* folds (Bartow 1996) with alternating anticlines and synclines often underlain by thrust planes (Namson & Davis 1988; Bartow 1991), and NW-SE dextral faulting systems (**Fig. 1c**).

2.2. Petrologic evolution of the Great Valley forearc basin

The petrologic evolution of the GVG has been traced through many provenance studies (e.g. Dickinson and Rich, 1972; Mansfield, 1979, Dickinson et al., 1983; Ingersoll, 1983; 2012). Petrofacies of the GVG generally reflect the petrologic evolution of the arc terranes, and the unroofing of Sierran batholiths through the late Mesozoic (Ingersoll, 1983; Dickinson et al., 1983). Petrofacies

document mainly the dissection of the Cretaceous Sierran magmatic arc, as well as the erosion of residual orogenic highlands formed during latest Jurassic arc–arc and arc-continent collision of the Nevadan orogeny (Ingersoll, 1983; Dickinson 2002). Vertical petrofacies changes of the GVG are recorded in the lithic sediments with sedimentary, volcanic and metamorphic grains from supracrustal sources in the lower portion of the sequence, related to the erosion of the volcano-sedimentary cover of the Sierran magmatic arc, and older arc-derived terranes of Nevadan orogeny. This succession evolved upward to arkosic sands derived from plutonic rocks, as the volcanic cover of Sierra Nevada was stripped off, reflecting the dissection of the magmatic arc to the east (Ingersoll, 1983).

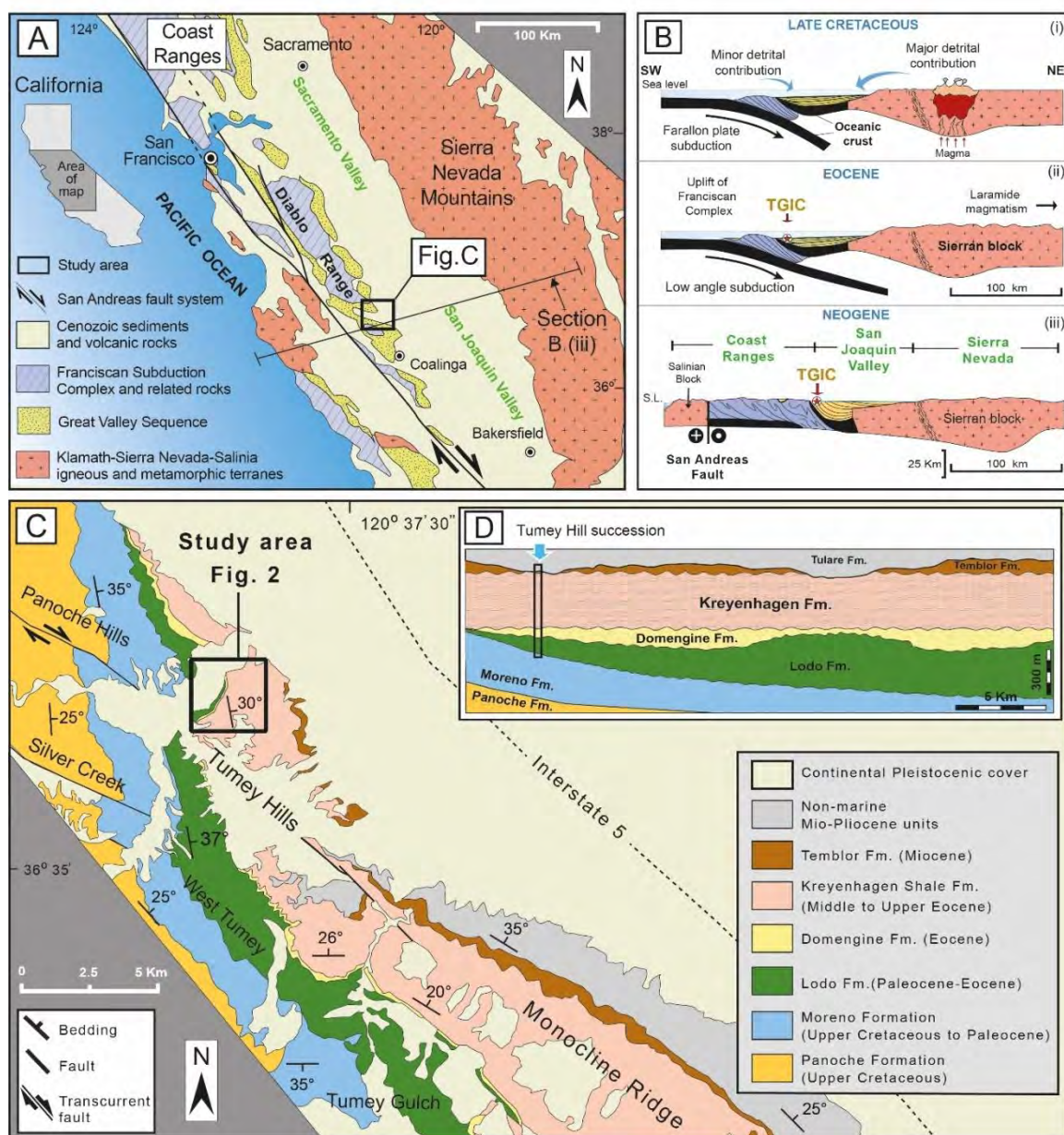


Figure 1 – Geological context overview and location of the study area: (A) Simplified geographic and geological map of North and Central California. (B) W-E geological cross-

sections showing the tectonic evolution of the Great Valley forearc basin from Late Cretaceous subduction system to the present transform regime of the San Andreas Fault system (modified from Dickinson & Seeley, 1979), and the relative position of the Tumey Giant Injection Complex (TGIC). (c) Regional geological map of the study area, with the relevant stratigraphic units (modified from Bartow, 1996); (d) Schematic NW-SE section along Tumey and Panoche Hills, showing the erosional truncation of progressively older stratigraphic units toward the west-northwest, and the relative position of Tumey Hill succession (modified from Schulein, 1993).

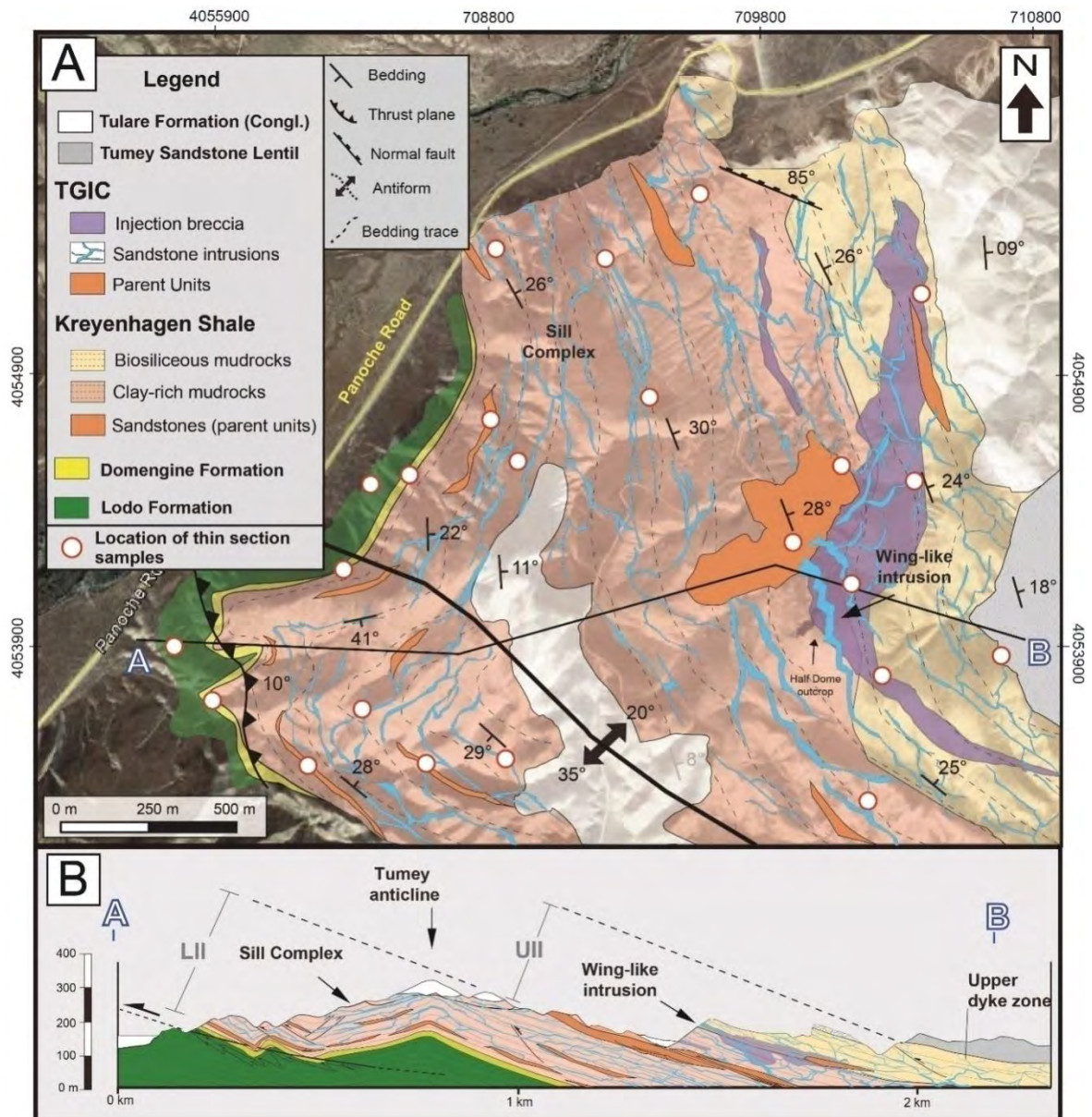


Figure 2 – (a) Detailed geological map of the Tumey Hill area, with the main depositional and intrusive units (blue) of the TGIC and location of the samples *analysed* in this paper. (b) W-E cross section of the Tumey Hill area (see map for location). Note that the sandstone intrusions (in blue) are schematically represented with exaggerated size, for visualization purposes.

During the Late Cretaceous-Early Paleogene, exhumation of the Sierra Nevada to the east, and uplift of the Franciscan Complex to the west took place

(Unruh et al., 2007) (**Fig. 1B**), leading to changes of depositional environments, sedimentary palaeocurrent patterns, and provenance, thus modifying the petrofacies characteristics of the succession. Palaeocurrent data from outcrops, facies distribution patterns, and provenance information suggest a predominantly westward, south-westward, and north-westward transport from the Sierran magmatic arc for most of the GVG (Ingersoll, 1979). This oblique and longitudinal sedimentary supply may have been controlled by bathymetric highs, the trench-slope break or outer arc ridges within the forearc basin. However, the occurrence of Franciscan-derived detritus within the Moreno Formation (Upper Cretaceous to Paleocene) (McGuire, 1988; Mitchell et al., 2010), and within part of the Domengine Formation (Middle Eocene) (Schulein, 1993; Sharman et al., 2017), suggests an important sedimentary contribution from the Franciscan Complex too. These petrological variations throughout the sequence reflect the active tectonic environment of the basin and its control and influence over the sources and deposits of the GVG.

2.3. Stratigraphy of the study area

The study area is located in the northern portion of the Tumey Hills along the east margin of the Coast Ranges at Central California (**Fig. 1C**). This area records marine and non-marine deposition, with several unconformities associated with tectonic and eustatic fluctuations within the San Joaquin Basin (SJB) (Bartow, 1991; Bartow, 1996; Johnson and Graham 2007). In the study area, ca. 650 m thick Paleocene to Miocene sedimentary sequence crops out, covering an area of approximately 4 km² (**Figs. 2 and 4**). The area is structured by an asymmetric anticline with a steeper limb dipping 30-50° to SW and a gentler limb dipping 20-30° to NE (**Fig. 2**).

The older stratigraphic unit in the study sector is the Moreno Formation (Upper Cretaceous to Lower Paleocene), which consists of a sequence dominated by mudrocks and diatomaceous mudrocks, alternating with base-of-slope to shelf-edge turbiditic channels (Payne, 1951; McGuire, 1988) (**Fig. 3**). This formation hosts the Panoche Giant Injection Complex (Vigorito et al., 2008; Vigorito and Hurst, 2010) which is considered the biggest giant sand injection complex cropping out in the world. A regional unconformity that represents less than a 3 m.y. hiatus (McGuire, 1988) eroding the top of the Moreno Fm. is overlain by the Lodo Formation. The Lodo Formation (Upper Paleocene to Lower Eocene) consists dominantly of

claystone with sand-rich arkosic turbidites representing submarine slope to basin floor fans (Nilsen et al., 1974). During the Middle Eocene, the San Joaquin Basin became shallower, reflecting uplift and unroofing of the subduction complex (Moxon and Graham, 1987; Schulein, 1993; Johnson and Graham, 2007). Consequently, the coastline prograded, depositing estuarine and deltaic sediments of the Domengine Formation (Todd and Monroe, 1968; Sullivan and Sullivan, 2012; Sharman et al., 2017) (Fig. 3). The Domengine Fm. occurs as laterally discontinuous outcrops (10-30 m thickness) of grey, highly bioturbated, very-fine to coarse grained sandstones. Abrupt subsidence and basin-wide transgression led to the return of deep-marine conditions (Milam, 1985) resulting in widespread deposition of the Kreyenhagen Shale (Middle to Late Eocene). Milam (1985) suggests that the Domengine-Kreyenhagen Shale boundary may represent a minor unconformity, with a depositional hiatus of less than 1 my.

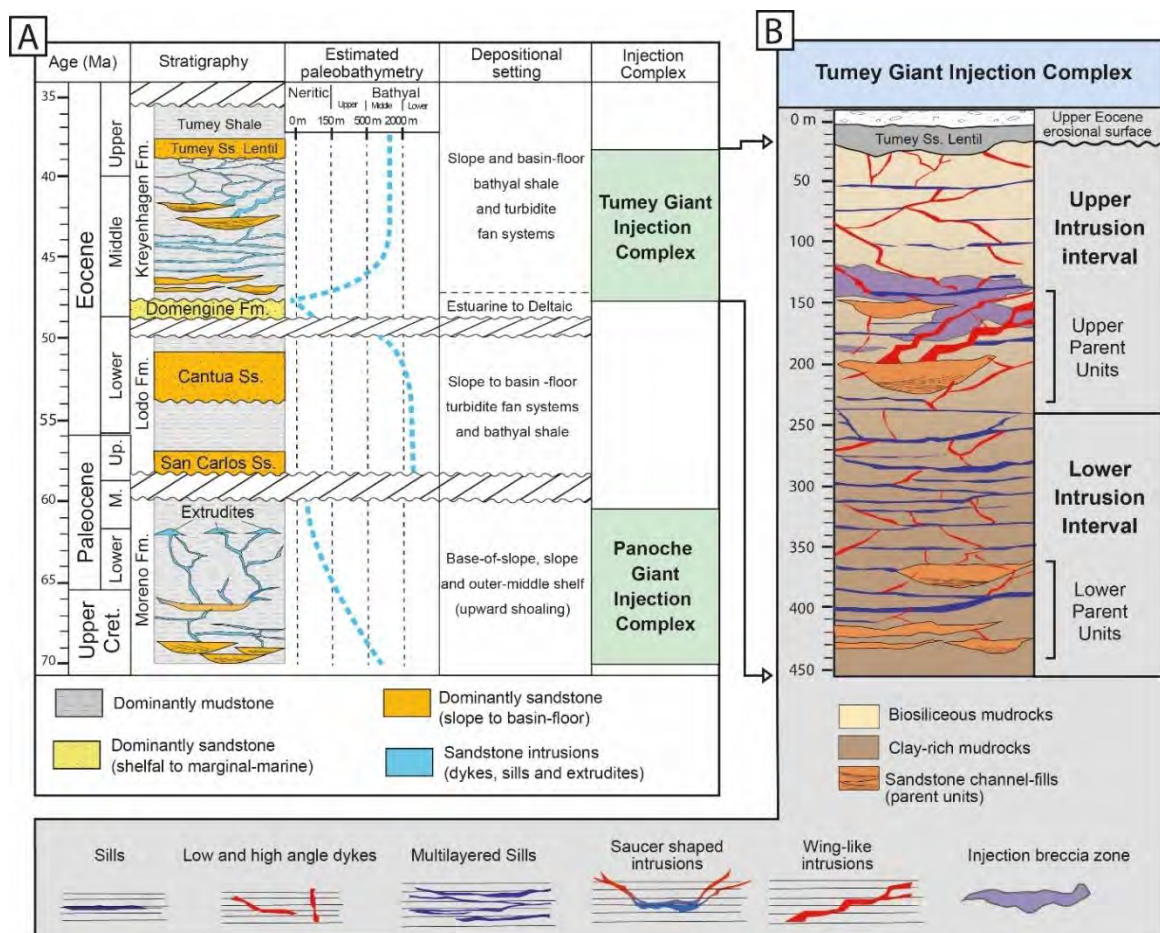


Figure 3 – (a) Generalized stratigraphic column for the Panoche and Tumej Hills area (modified from Johnson and Graham, 2007, and from Sharman et al., 2017) with the architectural organization of the Panoche Giant Injection Complex (PGIC) emplaced during the Early Paleocene into muddy strata of Moreno Formation (Vigorito and Hurst, 2008), and of the TGIC emplaced in the Kreyenhagen Shale. Abbreviations: Cret. = Cretaceous; Fm. = Formation; M = Middle; Sh. = Shale; Ss. = Sandstone. (b) Stratigraphic column of Tumej

Giant Injection Complex at Tumey Hill area, with lithostratigraphic organization (above) and geometries of the main intrusive bodies of the complex (below).

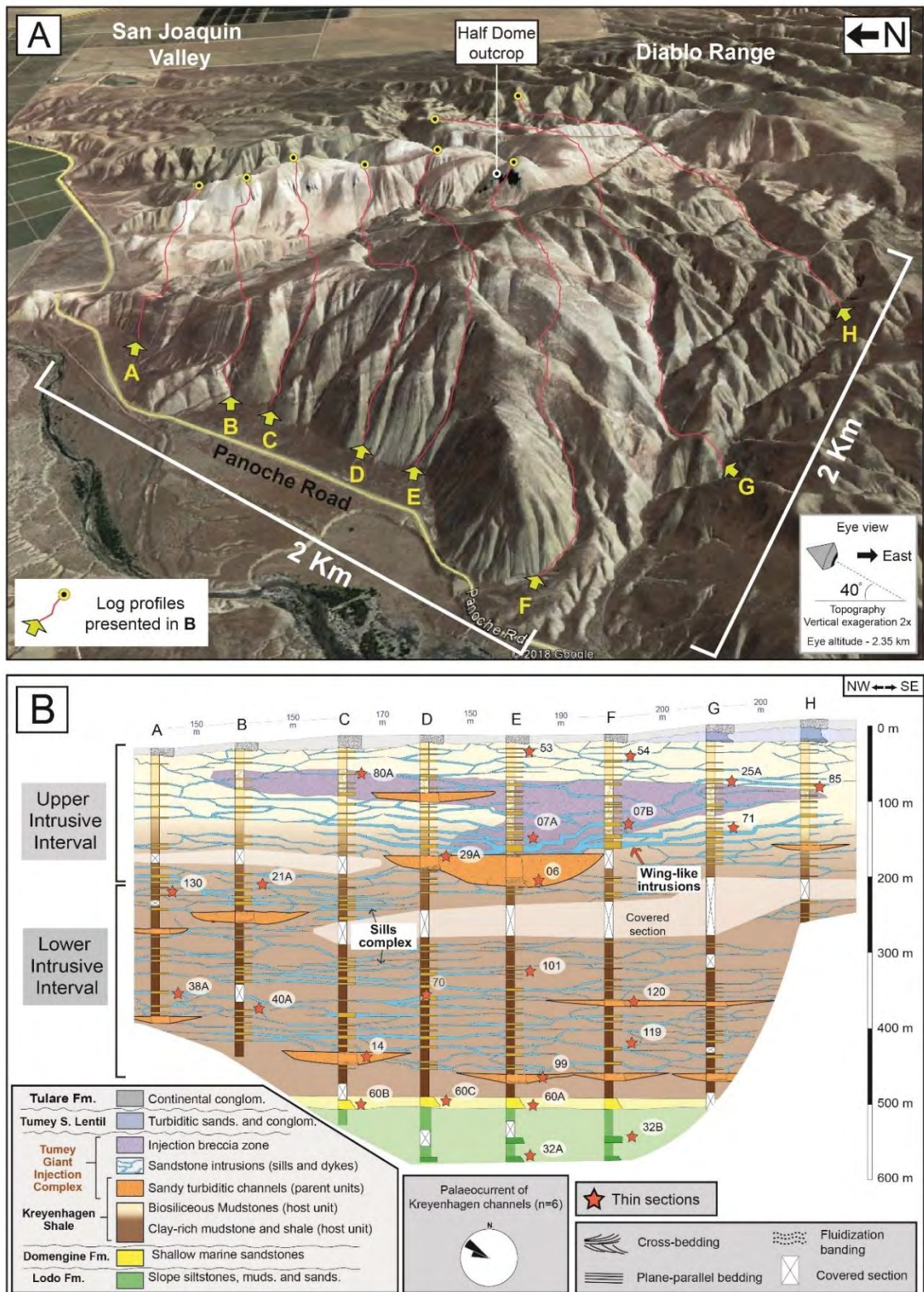


Figure 4 – (a) Satellite image (Google Earth) of Tumey Hill, with the location of the main log profiles presented in **B** (eye view is 40° to topographic surface toward East at 2.35 km altitude). **(b)** Stratigraphic log sections of Tumey Hill area, with geological interpretation and facies associations of the complex. Note that the intrusions between logs (blue) are schematically correlated for spatial and geometric visualization (Modified from Zvirtes et al., 2019).

The Kreyenhagen Shale (KS) is a widespread transgressive marine bathyal succession, which consists essentially of fine-grained siliceous and calcareous biogenic facies, partially deposited under dysoxic to anoxic conditions (Milan, 1985). It is represented by siliciclastic and biosiliceous mudrocks, with intervals of porcelanite and diatomite. Locally, fine-grained deposits alternate with isolated sand-rich slope channel-fills. KS form part of a major Paleogene slope deposited between 48 Ma and 36 Ma (Milam, 1985) and hosts the injectites of the Tumey Giant Injection Complex. The top of the formation, as well as the upper sector of the TGIC, is truncated by a Late Eocene unconformity, followed by the deposition of Late Eocene-Early Oligocene thick turbiditic Tumey Sandstone Lentil (**Figs. 3 and 4**), constraining the injection event to the Late Eocene (Zvirtes et al., 2019).

3. Materials and Methods

This study was based on detailed geological mapping of the TGIC, along with the petrographic analysis of the main lithological units associated with the sand injection complex. Stratigraphic intervals, geometries and spatial distribution of sandstone intrusions were mapped with support of photographs, satellite images, and stratigraphic profiles (**Fig. 4A**). Stratigraphic logs were used for petrofacies correlations, and played an important role in differentiating between depositional and intrusive petrofacies, thereby allowing the definition of the lithostratigraphic organization of the complex (**Fig. 4B**).

Based on the relationships between sandstone intrusions and potential parent units of the TGIC, thirty samples were selected for qualitative and quantitative petrographic and petrophysical analysis. We also analysed and compared the sandstones from the underlying Lodo and Domengine formations to investigate the geological influences on the TGIC formation and their possible contribution of sand to the injection complex as potential parent units. Some samples were impregnated with blue epoxy resin prior to preparation of the thin sections to allow quantification of porosity. Selected samples were prepared for scanning electrons microscopy analysis by secondary (SEM) and back-scattered electrons (BSE).

Quantification of primary and diagenetic constituents and porosity was obtained by quantitative petrographic analysis using the Gazzi-Dickinson method (Zuffa 1985) counting 300 evenly spaced points per section. The petrographic

descriptions were acquired, stored and processed using the Petroledge® software (De Ros et al., 2007), which standardizes the geological nomenclature, allows reconstruction of the original composition, and provides automatic compositional classification and provenance detrital modes determination of sandstones. Detrital essential composition and provenance were displayed on Folk (1980) and Dickinson (1985) diagrams, respectively. Modification of clastic composition by hydrodynamic segregation and/or incorporation of host rock clasts into the intrusive sandstones framework, and textural modifications such as intragranular micro-fracturing were also evaluated during the petrographic analysis.

The sequence of diagenetic processes that affected the TGIC was defined based on the textural paragenetic relationships among the diagenetic minerals observed through optical petrography and electron microscopy. Cross-cutting relationships between the different diagenetic constituents and structures were used to reconstruct the relative chronology of each diagenetic phase. The composition, habits, textures, and fabric of siliciclastic and diagenetic constituents were also examined through scanning electron microscopy (SEM) with the support of energy-dispersive X-ray spectrometry (EDS) analysis, using a Carl Zeiss Gemini SEM 300 equipment of University of Aberdeen. Particular emphasis was given to investigate grains surface textures, and intragranular micro-fractures mainly observed in sandstone intrusions.

4. Results and analysis

4.1. Internal organization of the TGIC

The TGIC is emplaced into the Kreyenhagen Shale (Middle to Upper Eocene), intruding a ca. 450 m of mudrock and bio siliceous mudrock, interbedded with sandstone-rich turbiditic channel-fills located at different stratigraphic positions (**Figs. 4 and 5**). Based on the stratigraphic and structural relationships the TGIC is divided into lower and upper intrusive intervals Zvirtes et al. (2019) (**Fig. 5**).

4.1.1. Lower intrusive interval

The lower intrusive interval occurs between ca. 480 m and 250 m below the Late Eocene unconformity. It is defined by: (1) an intrusive network dominantly composed of a sill complex with stepped, staggered and multi-layered geometry connected by narrow, short low- and high-angle angle dykes; (2) host strata consist

of ca. 250 m of brown, clay-rich mudrock intercalated with m-thick layers of bio siliceous mudrock; (3) depositional sandstone, comprising channelized turbidites intensely modified by sand fluidization and feeding the adjacent intrusive network.

Depositional sandstone forms stacked turbiditic channel-fills, typically 1-4 m thick but up to 8 m thick, extending laterally for 10's of meters (**Figs. 5**). They are grey, poorly to moderately sorted, medium-grained sandstone alternating with decametric-thick intervals of brown mudrock (**Fig. 6A**). Medium-grained sand predominates but pebbly conglomeratic sandstone occurs along channel bases with low-angle cross bedding shifting upward to sub-parallel bedding and structureless sandstone (**Fig. 6A, C**). Disruption of primary sedimentary structures is common, sometimes forming structureless units related to sand fluidization (cf. Zvirtes et al., 2019). Upper erosive margins are common, with the development of margin-parallel banding (**Fig. 6B**), which is a common feature in sand injectites (Scott et al., 2009; Hurst et al., 2011).

The architectural organization of the lower intrusive network is defined by a system of sills and low-angle to bedding intrusions, connected by planar and irregular dykes (cf. Zvirtes et al., 2019). Sills commonly have discontinuous tabular geometry, with erosive lower and upper margins, and are individually up to 4 m-thick, but typically occur in the range of 0.5 to 2 m (**Figs. 4 and 5**). Intrusions pinch-out laterally and have abrupt lateral changes in thickness, with planar and curved margins recording both brittle fracture of the host strata and erosion of host strata during sand emplacement. Mudrock clasts are common intra-clasts derived from the hydraulic fracture of the host strata. Dykes are discontinuous, volumetrically smaller, and more irregular than the sills. Short, high- to low-angle dykes <1 m aperture, typically show a thickness that range between 0.2 and 0.5 m, with planar and curved margins (**Fig. 6C**). Dykes bifurcate laterally and upward where they form sub-vertical branches.

4.1.2. Upper intrusive interval

The upper intrusive interval (Zvirtes et al., 2019) occurs from ca. 250 m below the upper Eocene unconformity (**Figs. 4 and 5**). It consists of (i) host strata made up by clay-rich mudrock (ca. 50 m thick) that grade upward into bio siliceous-dominated mudrock (ca. 150 m thick); (ii) depositional sandstone comprising sandy channel-fills, which are intensely modified by sand fluidization; (iii) an intrusive network of interconnected sills, dykes and injection breccia intruding ca. 200 m of host strata extending laterally for more than 2 km.

Depositional sandstone forms broader and thicker channel-fills (up to 40 m thick) than those in the lower intrusive interval (Figs. 4B and 7A). Typically, the channels have an amalgamated and homogeneous sandstone fill, without mud-rich interbeds. At the base of the channels, mudstone intra-clast lags occur formed by mass flow in the axial portion of the channels during deposition (Fig. 6E, F). The channels pass upward into thick homogeneous sandstone associated with intense sand fluidization (cf. Zvirtes et al., 2019). Channels have direct contact with adjacent intrusions feeding the adjacent intrusions implying a genetic relationship (Figs. 6D and 7).

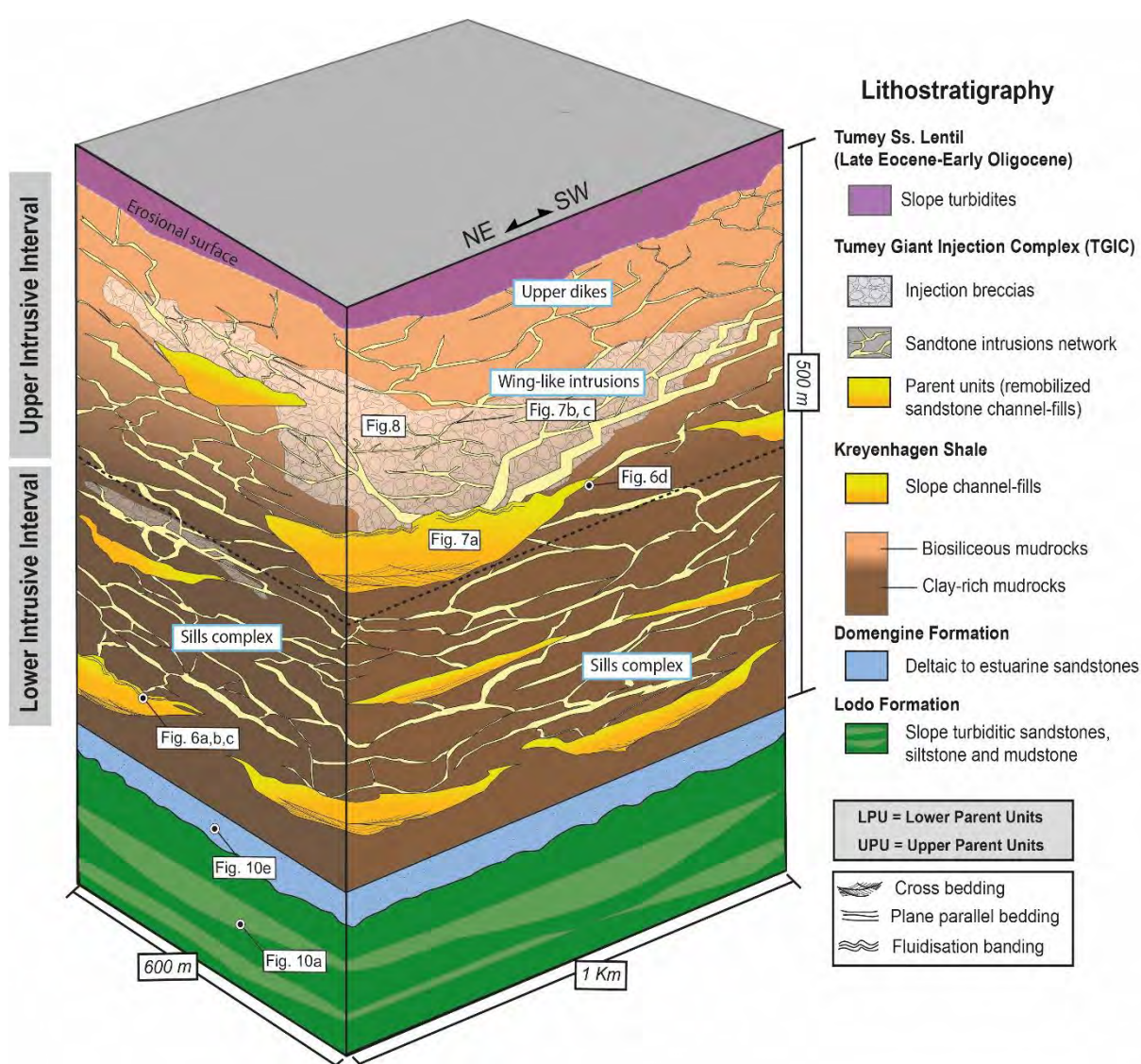


Figure 5 – A) Schematic 3D block diagram representing the lithostratigraphic and architectural organization of the TGIC, with relative location of the outcrops presented throughout the paper.

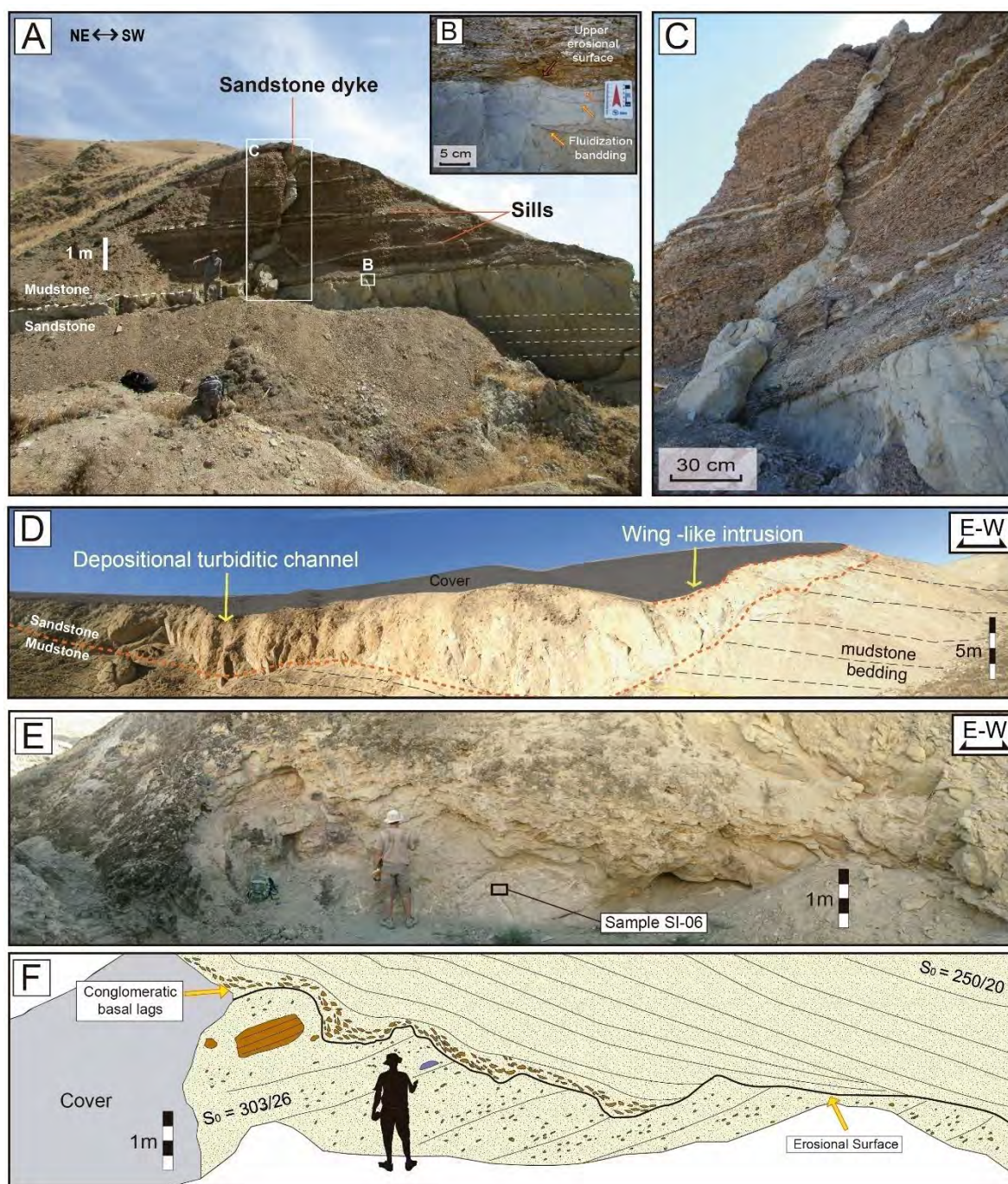


Figure 6 – Outcrops of depositional turbiditic channel-fills (parent units) of Kreyenhagen Formation. A) Modified depositional turbiditic sandstones (>6m thick) with depositional and remobilization structures, overlain by brown clay-rich mudrocks being intruded by dykes and sills that emanate from the turbiditic body; B) Detail of the upper erosional surface of the channel with development of sub-parallel banding; C) Detail of the irregular and segmented sandstone dyke emanating from the underlying turbiditic sandstone; D) Picture of the upper channel-fill feeding a wing-like intrusion; E) Basal section the upper sandy channel-fill with preserved large-scale cross-bedding and conglomeratic basal lag marking erosional surface inside the channel and F) Photo interpretation of the figure E).(Modified from Zvirtes et al., 2019).

Intrusions consist of composite dykes, sills, injection breccia and irregular intrusive bodies. They form a network of composite intrusions of asymmetric saucer-

shaped intrusions with large wings emanating from the channelized turbidites (parent units) (**Fig. 7**). Dykes and sills intrude host strata at low and high angles and have a large range of apertures (from 0.01 to 12 m). They occur in several intrusive shapes, ranging from sheet-like with planar margins to highly irregular, bulbous and curved margins (cf. Zvirtes et al., 2019). Internal structures include banding (1 to 10 cm thickness) and laminae (0.2 to 1 cm thick), particularly developed adjacent to margins and in the central part of intrusions. Bands are characterised by alignment of platy and elongate clasts, including fragments of mudrock derived from the host strata. A large-scale composite intrusion, up to 12 m thick, forms an impressive wing (*sensu* Huuse et al. 2007) that forms a series of steps with associated dykes and sills. The wing transects ca. 100 m of host strata and extends laterally more than 600 m from its parent unit (**Figs. 5 and 7**). The geometry and scale of the wing is consistent with similar structures identified from interpretation of seismic data that frequently occur along the margins of turbiditic channels (Huuse et al., 2004; Jackson et al. 2011; Hurst & Vigorito 2017; Zvirtes et al. 2019).

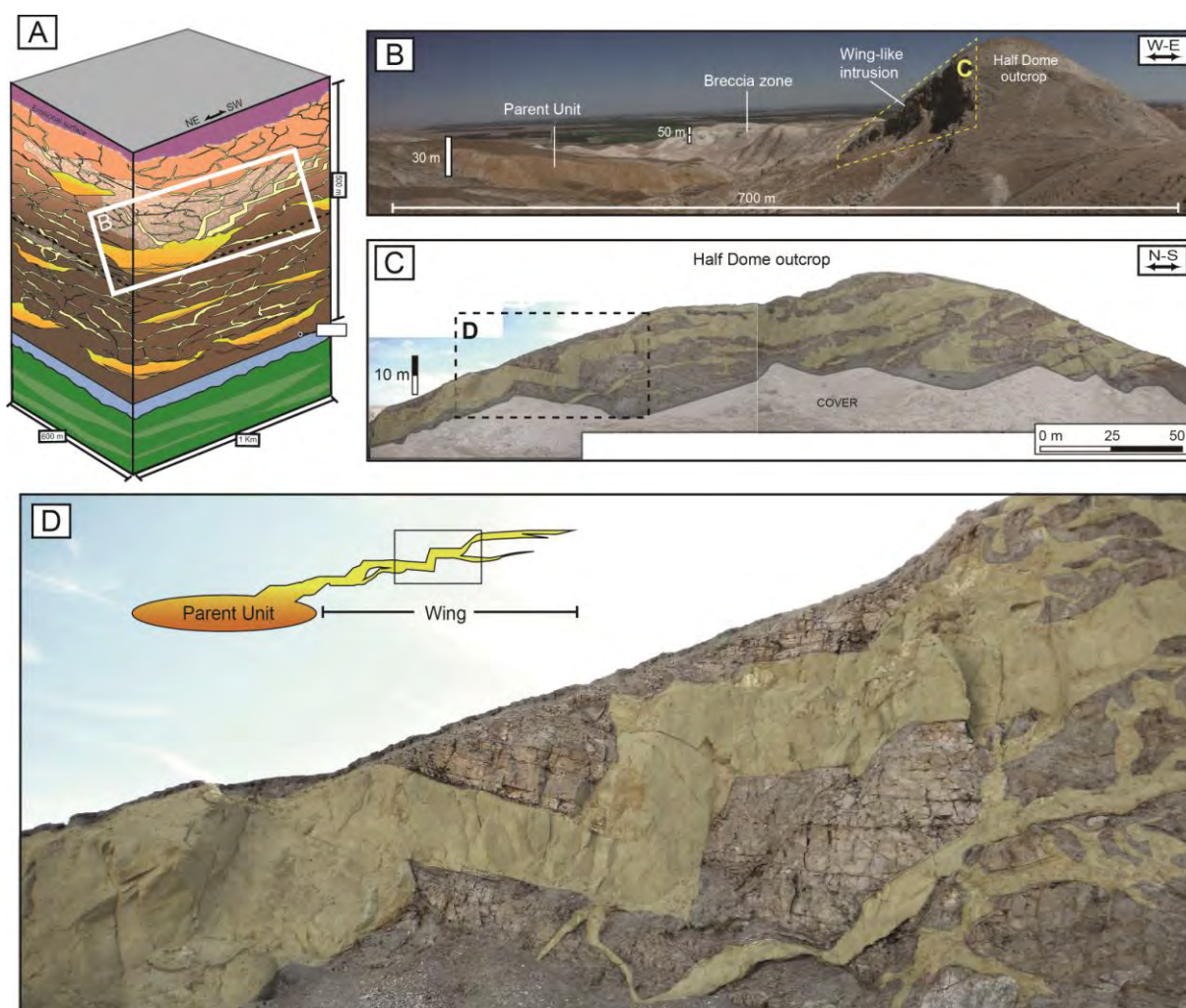


Figure 7 – Outcrops of the upper intrusive interval of the complex. A) 3D block diagram of the figure 5; B) Panorama view of the upper intrusion interval showing the geographical location of the main parent unit (left) and related wing-like intrusion (right) and breccia zones (background); C) Picture of the main exposure of the Tumey wing-like intrusion and the host biosiliceous mudrocks at Half Dome outcrop; D) Close view of the main steps of the wing-like intrusion with feeder dykes (below) connected with the thick intrusion steps (above) and breccias to the right.

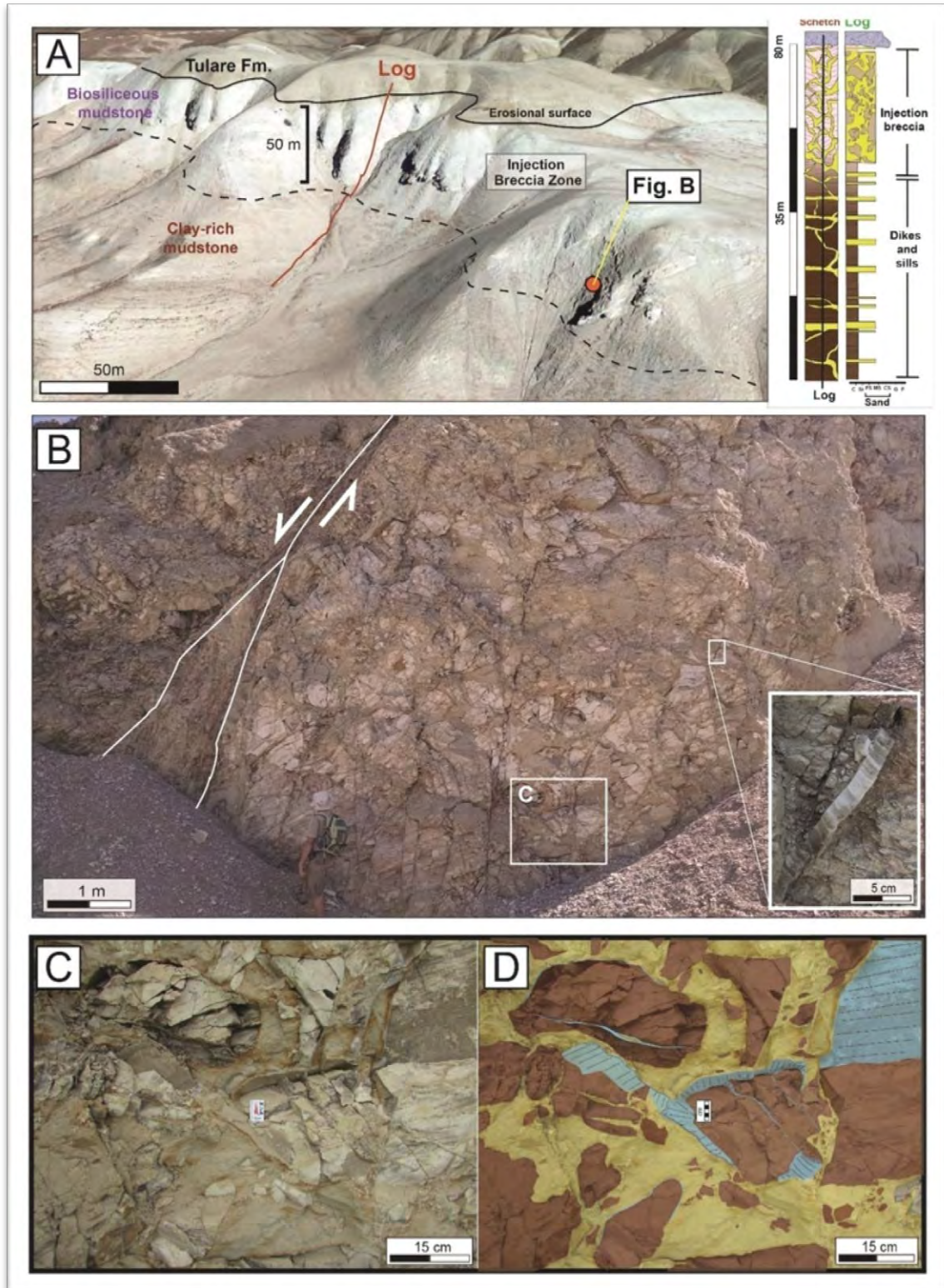
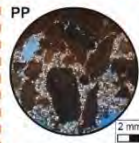
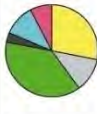
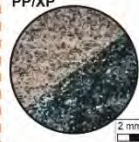
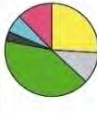




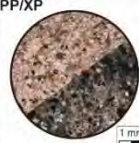
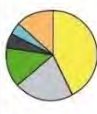


Figure 8 – Outcrops of the injection breccia zones. A) Panoramic view of the injection breccia outcrop belt developed within biosiliceous mudrocks in the upper intrusive interval (white rocks) and respective stratigraphic log (right); B) Biosiliceous mudrocks intensely brecciated and injected by medium-grained sandstone with varied mudrock clasts shapes and sizes. Detail of gypsum veins filling fractures in the right; C) Photo of matrix-supported injection breccia (dispersive breccia) with clasts with varied shapes and sizes; D) Photointerpretation of the figure C). Yellow: sandstone; Brown: Mudrock clasts; Blue: Gypsum veins.

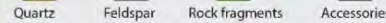
Broad injection breccia zone occurs exclusively in the upper intrusive interval (Zvirtes et al. 2019). It has an irregular discontinuous sub-horizontal distribution, reaching a thickness of ca. 80 m, and extending laterally hundreds of metres (**Figs. 4 and 8**). Injection breccia consists of irregular sandstone intrusions among blocks of biosiliceous mudrock with a broad size-range, from ca. 0.01 up to 3 m diameter, and irregular geometry (**Fig. 8B**) similar to the mudrock clast breccia (facies B4) of Duranti and Hurst (2004). The breccia has a sand supported matrix with composition and grain size similar to the depositional sandstone and sandstone intrusions. Mudrock blocks are typically intruded by irregular dykes (0.1 to 3m thick), and the resultant fractured clasts display a jig-saw texture (c.f. Duranti and Hurst 2004; Scott et al., 2009) (**Fig. 8C, D**). In the uppermost portion of the upper interval, there is a dyke-dominated zone, formed by low- and high-angle dykes with low aperture (0.1-0.5 m thick). This zone is eroded by the late Eocene unconformity, which in turn is overlain by the turbiditic sandstone of the Tumej Sandstone Lentil (Zvirtes et al. 2019) constraining the injection event to the Upper Eocene (**Figs. 4B and 5**).

4.2. Petrographic analysis

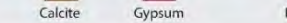
Understanding of the petrogenetic relationships between depositional and intrusive sandstones, we defined petrofacies using field and petrographic data. Sandstone was classified in two broad petrofacies associations (**Fig. 9**): (1) depositional petrofacies from sandstones in the Lodo, Domengine, and Kreyenhagen formations; and (2) intrusive petrofacies, including dykes, sills and injection breccia. Sandstone primary detrital composition, diagenetic minerals and porosity (% of total rock volume) are presented in Table 1, with the recalculated modal point count data of the detrital grains in Table 2.

	Photomicrographs PP/XP	Modal composition	Texture	Siliciclastic Classification (Folk, 1980)	Provenance signature (Dickinson, 1985)	Injectite and diagenetic processes	Porosity
Petrofacies	Breccias 		Moderately sorted, fine- to medium-grained sandstone with mudstone clasts; abundant micro-fractures (up to 20%)	Arkosic litharenite (mudstone-clast injection breccia)	Dissected Arc	Brecciation of host mudstone and sand injections; weak compaction; strong dissolution of cements and primary constituents	High porosity (up to 22%); enhanced by dissolution of primary grains and autigenic cements;
	Intrusive	Dykes and sills 		Moderately to well sorted, fine- to medium-grained sandstone; abundant micro-fractures (upt to 30%)	Arkosic litharenite to litharenite	Dissected Arc	Sand fluidization and injection; pervasive intergranular microfracturing; mechanical compaction; formation of pseudomatrix; pervasive gypsum cementation; dissolution of primary constituents, cements and argillaceous pseudomatrix
Petrofacies		Kreyenhagen (parent unit) 		Poorly to moderately sorted, very fine to coarse grained sandstone; common micro-fractures (<10%)	Arkosic litharenite	Dissected Arc	Sand fluidization and remobilization; strong mechanical compaction; formation of pseudomatrix; autigenic clay coatings; pervasive gypsum cementation; dissolution of primary constituents and cements and argillaceous pseudomatrix
	Depositional	Domengine 		Well to moderately sorted, very-fine to medium-grained sandstone; rare micro-fractures (<<5%)	Quartz-rich lithic arkose	Dissected Arc (mixed)	Mechanical compaction; pervasive calcite cementation; partial dissolution of primary constituents and cement
Lodo 			Well to moderately sorted, very-fine to medium-grained sandstone; rare micro-fractures (<<5%)	Arkose	Basement Uplift	Mechanical compaction; pervasive calcite cementation; partial dissolution of primary constituents and cement	Low porosity reduced by calcite cementation (Min. 4%; average: 5.5%; max. 7%);


Clastic components



Diagenetic cements



Porosity



Petrogenetic association




Figure 9 – Summary of the characteristics of depositional and intrusive petrofacies.

4.2.1. Lodo Formation petrofacies

Structures, textures, and fabric. Samples from the Lodo Formation are slope turbiditic sequence of fine-grained mudrock metrically to decametric intercalated by turbiditic laterally extensive fans (1-2m thick) consisting of sub-mature, massive, fine- to medium-grained sandstones and discontinuous small lenses of bioclast-rich conglomerate (up to 50cm thick) (**Fig. 10A**). On average sandstones comprise 77% grains, 18% cement, and 5% porosity (**Table 1**). Grains are moderately to well sorted, with low sphericity. They are loosely packed with a homogeneous texture, which is preserved by early diagenetic, pre-compactional calcite cement (**Figs. 1B, C**). Framework grains are partially dissolved and have abundant point and rare long and concave-convex intergranular contacts. Intra-granular micro-fractures are rare (<2%) (**Fig. 10D**). **Primary composition.** The detrital composition is arkosic (*sensu* Folk, 1980; **Fig. 11a**) with mean QFL composition of Q46F40L14 (**Table 2**). Quartz

grains are mainly monocrystalline quartz with sharp extinction, and to a lesser extent, monocrystalline quartz with wavy extinction. Polycrystalline grains are minor. Plagioclase is the dominant feldspar (**Table 1**) some with fractures and dissolution features, with less common orthoclase and microcline. Sedimentary rock fragments, mainly chert and mudrock are the predominant lithic fragments, with subordinate volcanic and low rank metamorphic fragments, such as slate and phyllite.

Diagenetic constituents and porosity. Diagenetic processes and products identified in the Lodo Fm. arkoses are pervasive pore-filling and grain-replacive poikilotopic calcite (**Fig. 10C**). Intrabasinal iron oxides and hydroxides occur as minor authigenic constituents. Local replacement of quartz and feldspar by calcite is observed (**Fig. 10D**). Intergranular macro-porosity (**Table 1**) is severely reduced by calcite cementation and the minor remaining porosity is mainly of secondary dissolution origin.

4.2.2. Domengine Formation petrofacies

Structures, textures, and fabric. Domengine Formation sandstone deposited in deltaic and estuarine environments, and consist of 81% grains, 14% diagenetic cement, and 5% porosity (**Table 1**). Grain size ranges from very-fine to coarse grained, averaging fine-grained. Grains are well- to moderately-sorted, with mainly angular to sub-angular shape, and low sphericity (**Figs. 10E, H**). The grain fabric has normal packing, with chaotic to sub-parallel orientation. Intergranular contacts between grains are typically point and long, with rare concave-convex contacts. Similarly to the Lodo samples, intra-granular micro-fractures are rare (<3% of grains).

Primary composition. Quartz-rich, lithic arkose is the detrital composition (sensu Folk, 1980; **Fig. 11A**). The mean QFL composition is Q65F21L14 (**Table 2**). Quartz is mainly monocrystalline with sharp extinction, with rare monocrystalline grains with wavy extinction, and polycrystalline grains (**Table 1**). K-feldspar is predominant over plagioclase. Lithic fragments are mainly derived from sedimentary rocks, composed mostly by chert and rare mudrock fragments. Volcanic rock fragments with aphyric and trachytic textures and metamorphic grains are subordinate (**Table 1**). Biotite, muscovite, and opaque and transparent heavy mineral grains are trace constituents.

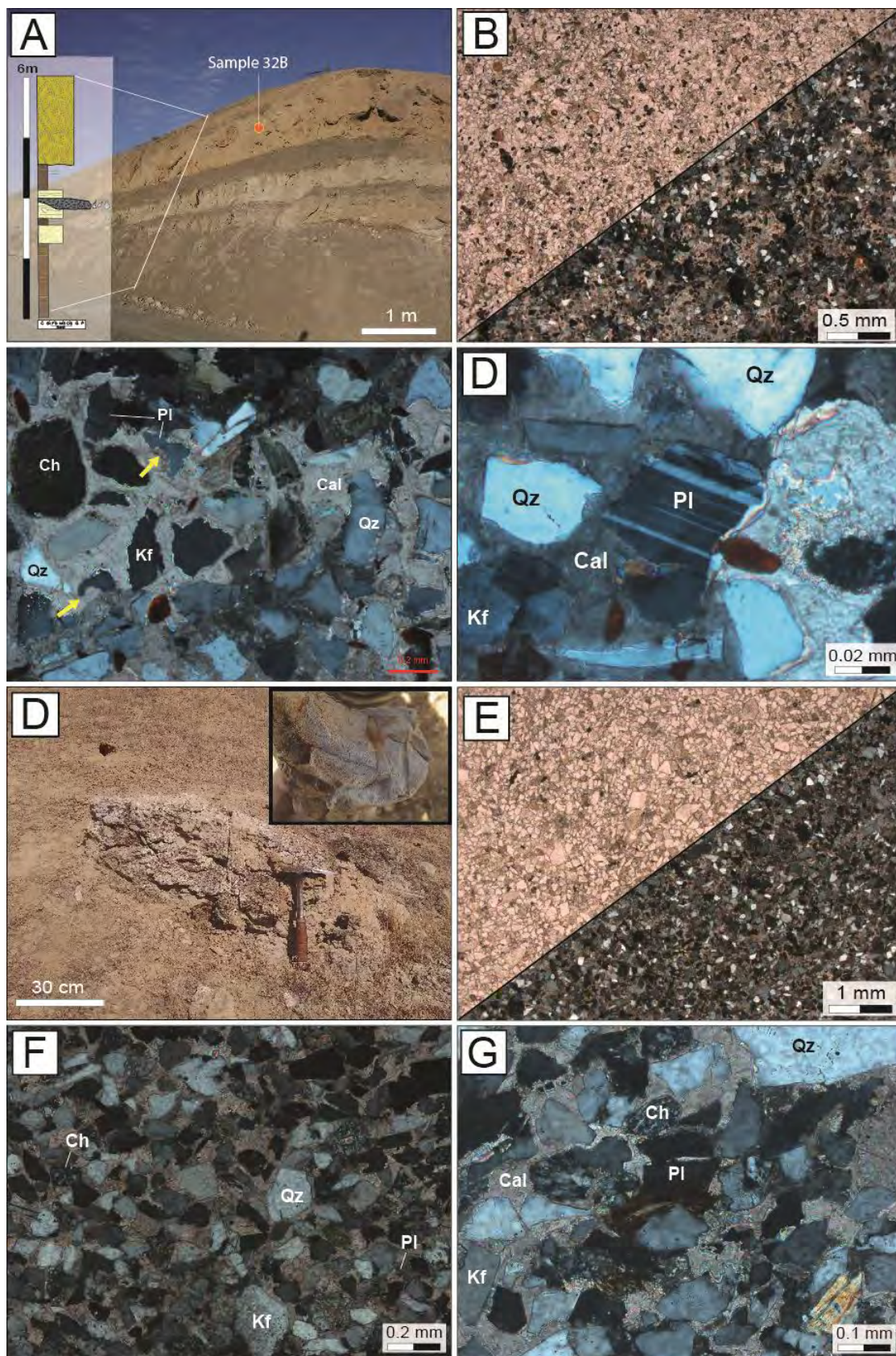


Figure 10 – Meso- and micro-scale characteristics of Lodo and Domengine sandstones. A) Outcrop of Lodo Formation displaying intercalation of turbiditic sandstones and conglomerates rich in bioclasts, with dark brownish mudrocks. Log section to the left; B) Photomicrograph of a well sorted, medium-grained arkose (uncrossed polarizers //P; crossed polarizers XP); C) Poikilotopic calcite (Cal) cement filing the pores, obliterating primary

porosity and replacing quartz (Qz), feldspars (Kf and Pl) and chert (Ch) grains (yellow arrows)(XP); D) Detail of calcite (Cal) cementation and replacement of plagioclase (Pl), K-feldspar (Kf), quartz (Qz) and chert grains (right) (XP); E) Outcrop of Domengine sandstone intensely modified by bioturbation with randomly orientated burrows (top right); F) Photomicrographs of shallow marine, well sorted, very fine-grained lithic arkose rich in quartz, with glauconite pellets (uncrossed polarizers //P; crossed polarizers XP); G) Pervasive pore-filing calcite cementation and replacement of primary constituents (XP); H) Limited mechanical compaction marked by deformation of biotite (centre) among quartz and plagioclase grains (XP).

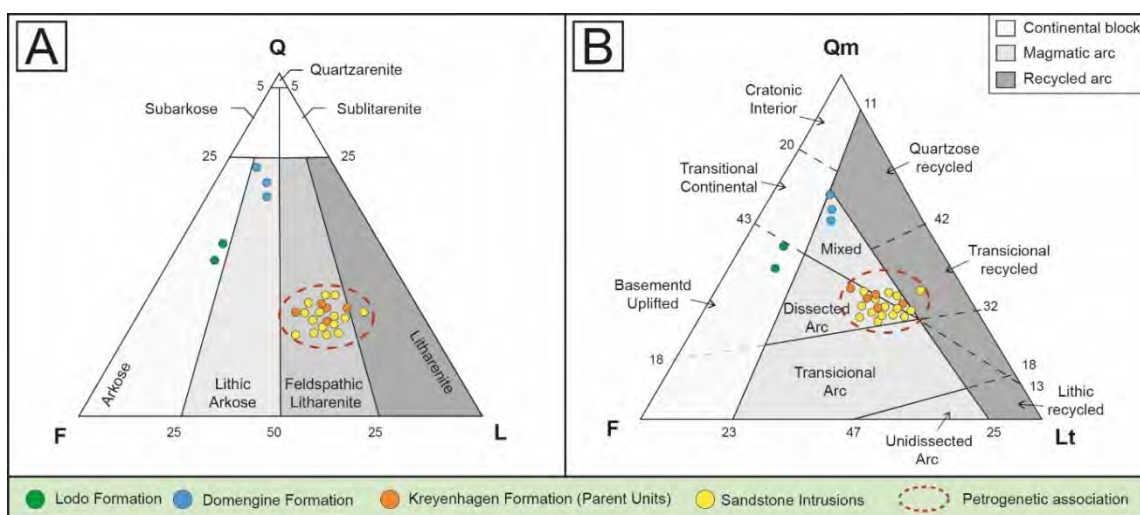


Figure 11– Petrological characteristic of the depositional and intrusive sandstones and their petrogenetic associations. A) Detrital composition of sandstones plotted in Folk (1968) diagram; B) Provenance diagram (Dickinson 1985), showing the variation of sources between depositional sandstones and correlation with intrusive petrofacies. Note the petrogenetic association between Kreyenhagen turbidites and sandstone intrusions, suggesting a common genetic origin.

Diagenetic constituents and porosity. The main observed diagenetic constituent corresponds to pervasive intergranular poikilotopic and coarse mosaic calcite (**Fig. 10G, H**). Deformational structures include compaction of biotite and soft rock fragments. Rare discontinuous quartz, albite and K-feldspar overgrowths occur. Chlorite, iron oxides and hydroxides occur as replacements of undifferentiated detrital grains. The primary intergranular porosity was significantly reduced by calcite precipitation (**Table 1**), with minor secondary porosity created by cement dissolution.

4.2.3. Kreyenhagen Shale petrofacies

Structures, textures, and fabric. Sandstone in the Kreyenhagen Shale, representing marine slope channel-fills, consists of compositionally and texturally immature, moderately to mainly poorly sorted, very-fine to very-coarse, predominantly medium-grained, sandstone (**Figs. 9 and 12**). On average they consist of 87% grains, 8% authigenic cement, and 5% porosity (**Table 1**). Grains are

mainly angular to sub-angular, with low sphericity, and chaotic to sub-parallel orientation, marked by the long-axes of metamorphic and sedimentary rock fragments, biotite, muscovite, feldspars and quartz grains (**Figs. 12c, f**). Grain fabric is normally packed, with pseudo-matrix and gypsum cement. Point contacts predominate over long and concavo-convex inter-granular contacts, and sutured contacts are rare. Up to 10% of the grains have intra-granular micro-fractures (**Table 1**).

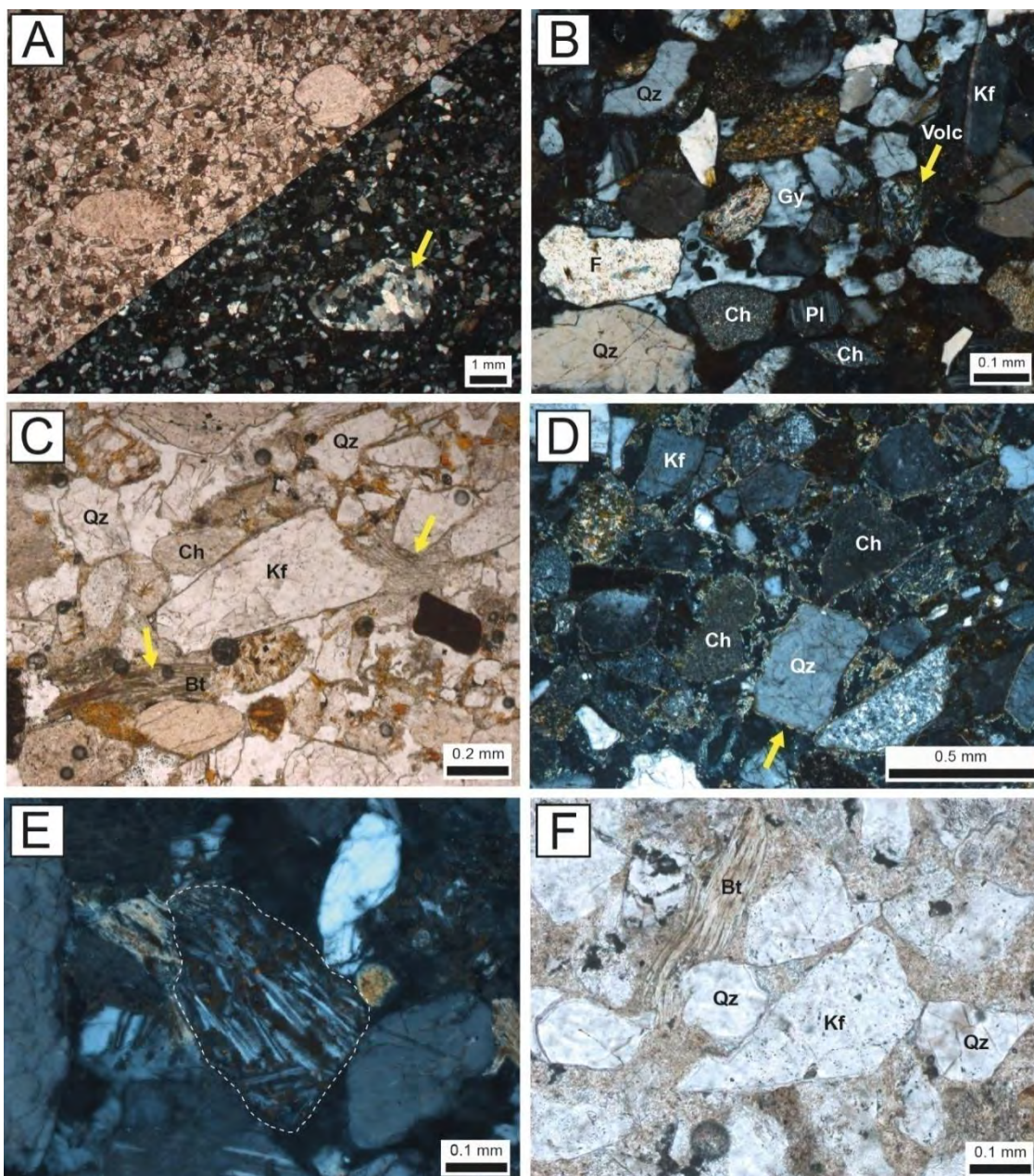


Figure 12 – Photomicrographs of the Kreyenhagen sandstones (parent units). A) Photomicrographs (parallel: //P and crossed polarizers: XP) of sample 06: poorly sorted, fine- to medium-grained feldspathic litharenite, rich in sedimentary, volcanic and low-grade metamorphic rock fragments (yellow arrow); B) Pervasive pore-filing gypsum (Gy) cementation in sandstone with quartz (Qz), K-feldspar (Kf), plagioclase (Pl) grains, volcanic

(Volc) and metamorphic (Phy) rock fragments; (XP); C) Intense mechanical compaction of biotite and mudrock fragments, with formation of pseudomatrix (yellow arrows)(//P); D) Pore-lining and grain coatings authigenic clays (probably smectite) inhibiting gypsum cementation; (XP); E) Volcanic rock fragment with trachytic texture; (XP); F) Argillaceous pseudomatrix developed by intense mechanical compaction and deformation of mud intraclasts and micas; (//P).

Primary composition. The primary composition of the Kreyenhagen sandstone is feldspathic litharenite (*sensu* Folk, 1980; **Fig. 11A**), rich in sedimentary and volcanic, and, to a lesser extent, low grade metamorphic rock fragments. Their mean QFL composition is Q32F24L44 (**Table 2**). Quartz is mainly monocrystalline with abrupt extinction, and less commonly monocrystalline with wavy extinction. Subordinate polycrystalline quartz grains have granoblastic textures indicative of a metamorphic origin. K-feldspar predominates over plagioclase. Rock fragments, the main clastic component, comprise mostly chert and mudrock. Intermediate volcanic rock fragments with hemi-crystalline and trachytic textures marked by the alignment of laths of plagioclase (**Fig. 12E**) are also common. Metamorphic slate and schist grains are subordinate.

Diagenetic constituents and porosity. Intense mechanical compaction is pervasive with deformation of soft clasts, such as, mudrocks, argillaceous intra-clasts, and mica grains (e.g. biotite), with concomitant lithic pseudo-matrix (**Figs. 12C, F**), and inter-granular cementation by poikilotopic gypsum (**Table 1; Fig.12B**). Authigenic clay coatings and chaotic pore-filling aggregates are common (**Fig. 12D**). Occurrence of discontinuous inter-granular pore-lining iron oxides and hydroxides are probably related to recent alteration associated with uplift and exposure (**Fig. 12C**). Porosity was greatly reduced by compaction and occluded by gypsum cementation, with minor secondary porosity formed by progressive dissolution of volcanic grains, mudrock clasts, clay mineral pseudomatrix and gypsum (**Table 1**).

4.2.4. Intrusive petrofacies: sandstone sills, dykes, and injection breccias

Structures, textures, and fabric. On average, sandstone intrusions consist of 80% grains, 11% cement, and 9% porosity, with a fine-grained matrix present in some samples (**Table 1**). They are well sorted to (dominantly) moderately sorted sandstones. Grains are very angular to sub-rounded, predominantly angular, with medium to low sphericity (**Fig. 9**). Sandstone is structureless or has irregular lamination marked by concentrations of rock fragments (**Fig. 13**), which are spatially oriented parallel or sub-parallel to the intrusion margins. The fabric is loose to tightly

packed, with grain orientation ranging from homogenous and chaotic to sub-parallel. Point inter-granular grain contacts are more abundant than elongate contacts, with rare concavo-convex and sutured contacts.

Petrographic and BSE examination of the sandstone in the injection breccia zone reveal the pervasive presence of mudrock clasts with angular and rounded shapes and varied sizes (**Fig. 14**). Typically, sand grains penetrate the margins of mudrock clasts (**Figs. 14**), sometimes forming tiny dykes (0.4 mm wide; **Fig. 12E**).

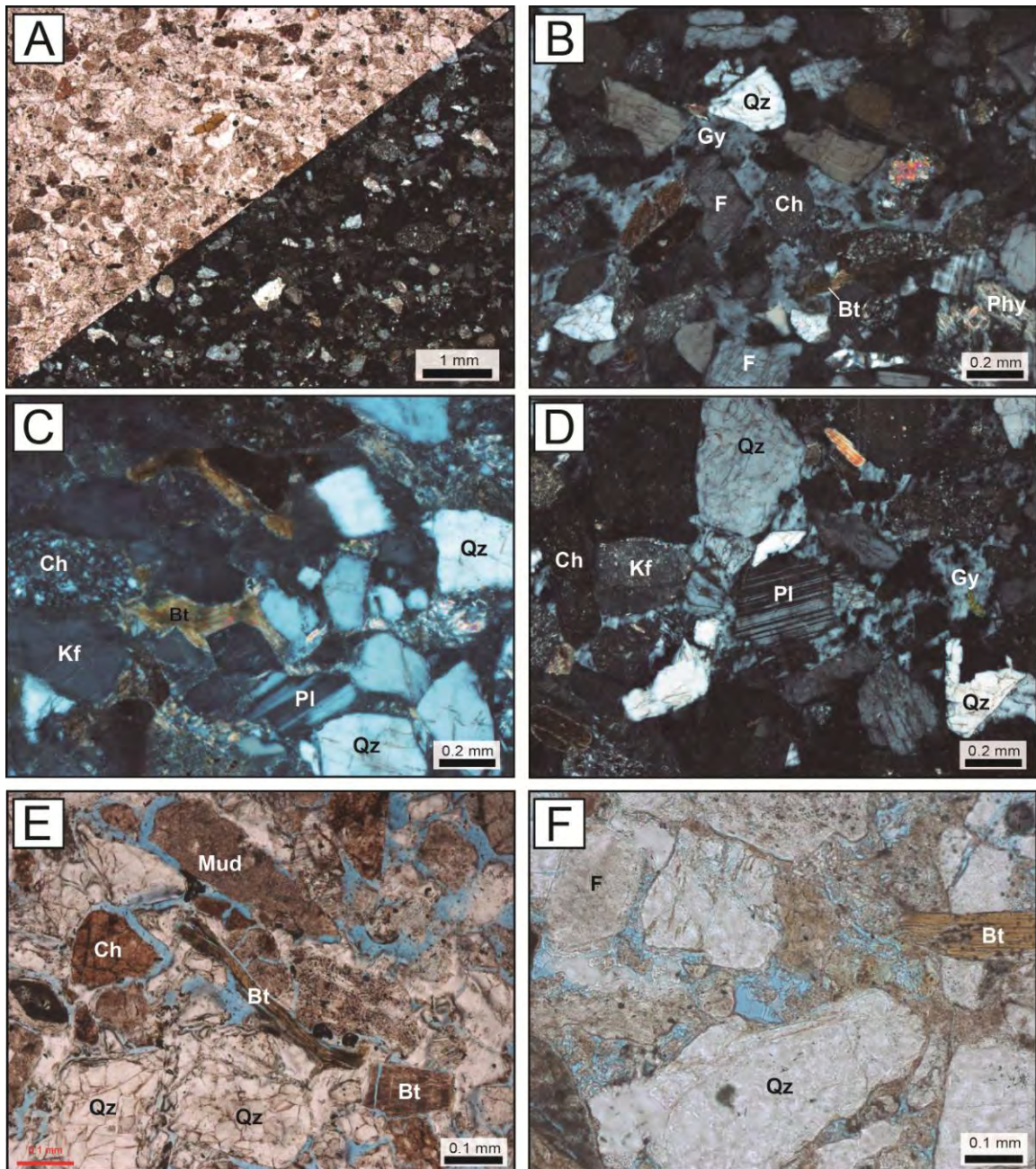


Figure 13 – Primary compositional and diagenetic aspects of the sandstone intrusions: (a) Photomicrographs (//P and XP) of moderately sorted feldspathic litharenite rich in sedimentary (chert and mudrock), volcanic and low-grade metamorphic rock fragments. (b) Pervasive pore-filling poikilotopic gypsum (Gy) cementation. Chert (Ch) and phyllite (Phy) fragments. (XP). (c) Intense mechanical compaction and pseudomatrix development from

deformation of biotite and mudrock fragments (XP). (d) Quartz, feldspars and chert grains cemented by poikilotopic gypsum cement. Note the strong intragranular micro-fracturing of some quartz and feldspars (XP). (e) Lithic sandstone with alignment of biotite and mudrock fragments. Secondary porosity created by dissolution of gypsum cement. Note the intense grains fracturing, especially the quartz grains in the bottom left of the picture (//P). (F) Dissolution of argillaceous and biosiliceous fragments and pseudomatrix (centre) generating secondary porosity (//P).

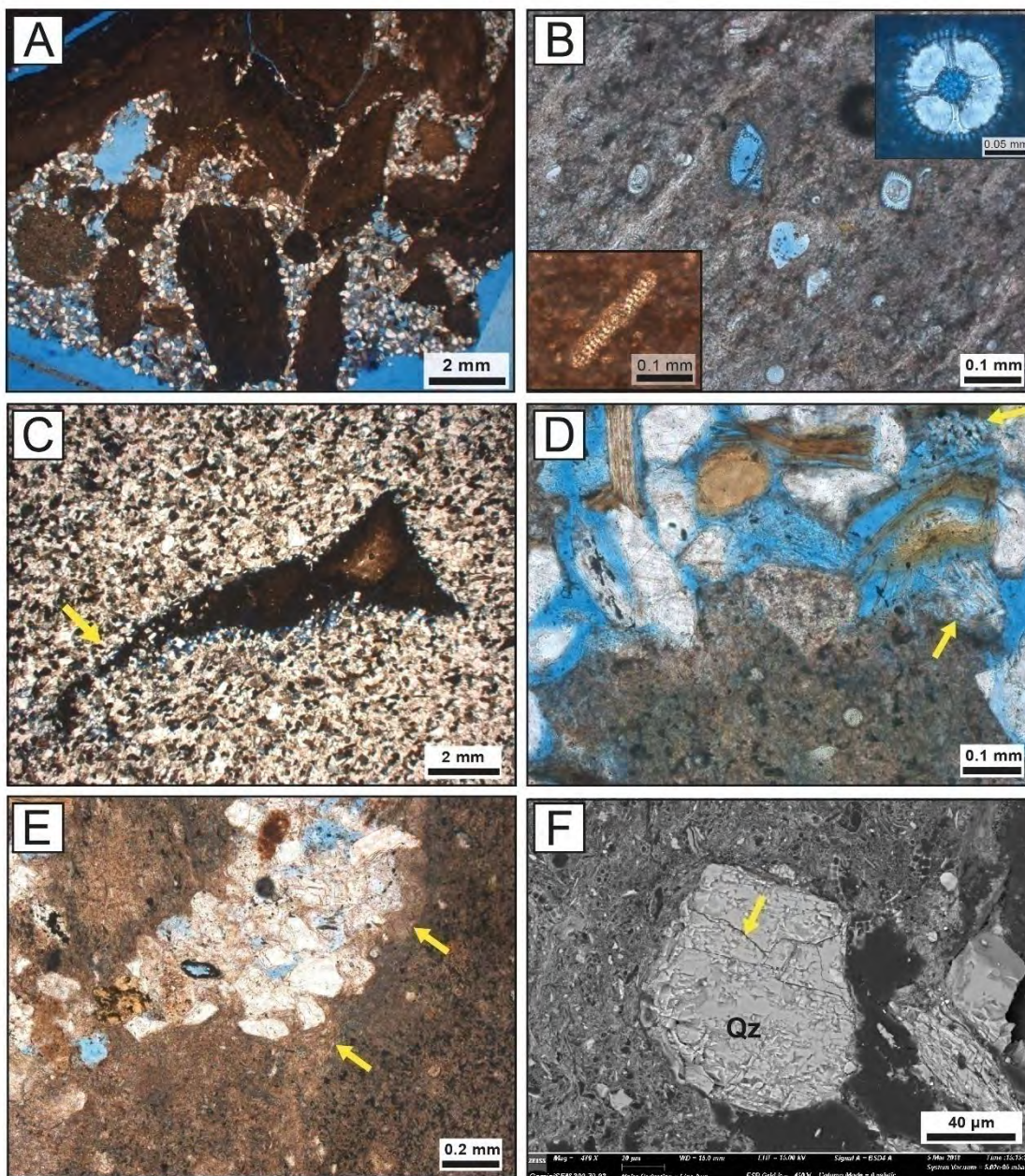


Figure 14 - Photomicrographs of sandstone intrusion in the breccia zone. A) Mudrock clast injection breccia (sample 85) with angular and rounded fragments of biosiliceous mudstones with wide range of sizes, surrounded by a matrix of medium-grained sand; (//P); B) Host biosiliceous mudrock (//P) rich in diatoms (bottom left; //P) and radiolarians (top right; XP) preserved as amorphous opal-A and micro-crystalline opal-CT; C) Biosiliceous mudrock fragment being disintegrated by sand injection (corrasion), generating an input of sand size host strata fragments to the injected sandstones (//P); D) Detail of penetration of sand grains in the margins of mudrock fragment. Note development of secondary porosity associated with dissolution of gypsum cement, feldspar grains and volcanic rock fragments (yellow arrows; //P); E) Micro-dike of sand injection into host biosiliceous mudrock. Note deformation

of the host biosiliceous material close to embedded grains (yellow arrows; //P).F) SEM image of and embedded quartz grain into host biosiliceous mudstone. Note intragranular microfracture crossing the grain (yellow arrow).

The host biosiliceous mudrock are rich in diatom frustules and radiolarian skeletons, still partially preserved as amorphous opal-A or recrystallized to opal-CT or micro-quartz with high degree of preservation (**Fig. 14B**). The process of corrosion (*sensu* Scott et al., 2009) is promoted by the erosion of host mudrock during sand injection (**Fig. 14C-F**). In some cases, clasts start to disintegrate to sand size and become part of the sand framework (**Fig. 14C**). These processes, along with scouring and erosion of the host strata, imply in high-velocity turbulent flow conditions with low viscosity during sand injection (Scott et al., 2009; Hurst et al., 2011).

Primary composition. All the sandstone intrusions are feldspathic litharenites (*sensu* Folk, 1980; **Fig. 11A**). The mean QFL composition is Q30F23L47 (**Table 2**). Quartz grains are intensely fractured, and mostly are composed of monocrystalline grains with abrupt extinction, subordinately by monocrystalline grains with wavy extinction, and polycrystalline grains with granoblastic texture of metamorphic origin (**Table 1**). Among the feldspars, which are commonly altered and fractured, K-feldspar predominates over plagioclase. Lithic fragments are the main detrital constituents of the sandstone intrusions, with sedimentary fragments (mainly chert and mudrock) being the most abundant (**Table 1**). Volcanic fragments with trachytic texture are more common than metamorphic rock fragments such as phyllite and slate. On average, sedimentary rock fragments are 7% more abundant in the sandstone intrusions than in the parent turbiditic units. We attribute this increment to the incorporation of host mudrock fragments during sandstone intrusion emplacement by hydrofracturing and erosion of host mudrocks. Accessory detrital constituents include biotite, muscovite, hornblende, zircon, and opaque heavy minerals.

Diagenetic constituents and porosity. Mechanical compaction is the main diagenetic process recorded with deformation of primary constituents such as biotite, mudrock and volcanic fragments (**Fig. 11C**). Additionally, a lithic pseudomatrix developed along with cementation by pore-filling poikilotopic gypsum (**Fig. 11B**) (**Table 1**). Porosity of sandstone intrusions varies throughout the complex (**Table 1**). Original porosity was intensely reduced by compaction and by pervasive gypsum

cementation during early diagenesis. Dissolution of gypsum cement (**Fig. 13E**), pseudomatrix (**Fig. 13F**), and lithic fragments, such as volcanic fragments commonly created secondary porosity.

Microfracturing. Intense intra-granular micro-fracturing is common in quartz, feldspar and sedimentary lithic fragments of intrusive sandstones (**Fig. 15**). Stains of iron oxides and hydroxides highlight micro-fractures in quartz and feldspar (**Fig. 15C**). Quartz grains typically contain randomly-oriented planar and arcuate fractures (**Figs. 15A, G, H**) that tend to be less intense toward grain margins (**Fig. 15A, E**). Micro-fractures in quartz are typically randomly oriented. In some quartz grains, flaked surfaces with multiple conchoidal fractures may record multi-cyclic inter-granular collisions (**Fig. 15G, H**). Plagioclase grains commonly have orthogonal micro-fracture patterns developed along and perpendicular to cleavage and polysynthetic twins (**Fig. 15c**). K-feldspar grains have some random fracture orientation but fractures develop preferentially along monoclinic system cleavage. Chert and mudrock clasts also micro-fracture, and similar to monocrystalline quartz grains, are more fractured in their inner portions (**Fig. 15F**).

4.3. Effects of compaction and cementation on porosity

Compaction and cementation are the main mechanisms of primary porosity reduction in sandstones (e.g., Ehrenberg, 1995; Makowitz et al., 2006), and the understanding of the controls on these processes has significant implications for reservoir quality prediction. In this section, we discuss the conditions of mechanical compaction and cementation of depositional and intrusive sandstones, and their impact on porosity of TGIC. The proportion of primary porosity loss due to compaction *versus* cementation can be represented in Ehrenberg's diagram (1989, **Fig. 16B**), which represents the intergranular volume (IGV) *versus* the intergranular cement percentage, assuming a value of 40% of the initial (depositional) porosity. Intergranular porosity values represented in the diagram for the analysed samples are overestimated, because initial porosity was smaller than 40%, due to the moderate sorting (Ehrenberg 1989).

The diagram indicates that the original porosity of both depositional and intrusive petrofacies was reduced mainly by mechanical compaction (**Fig. 16B**). The

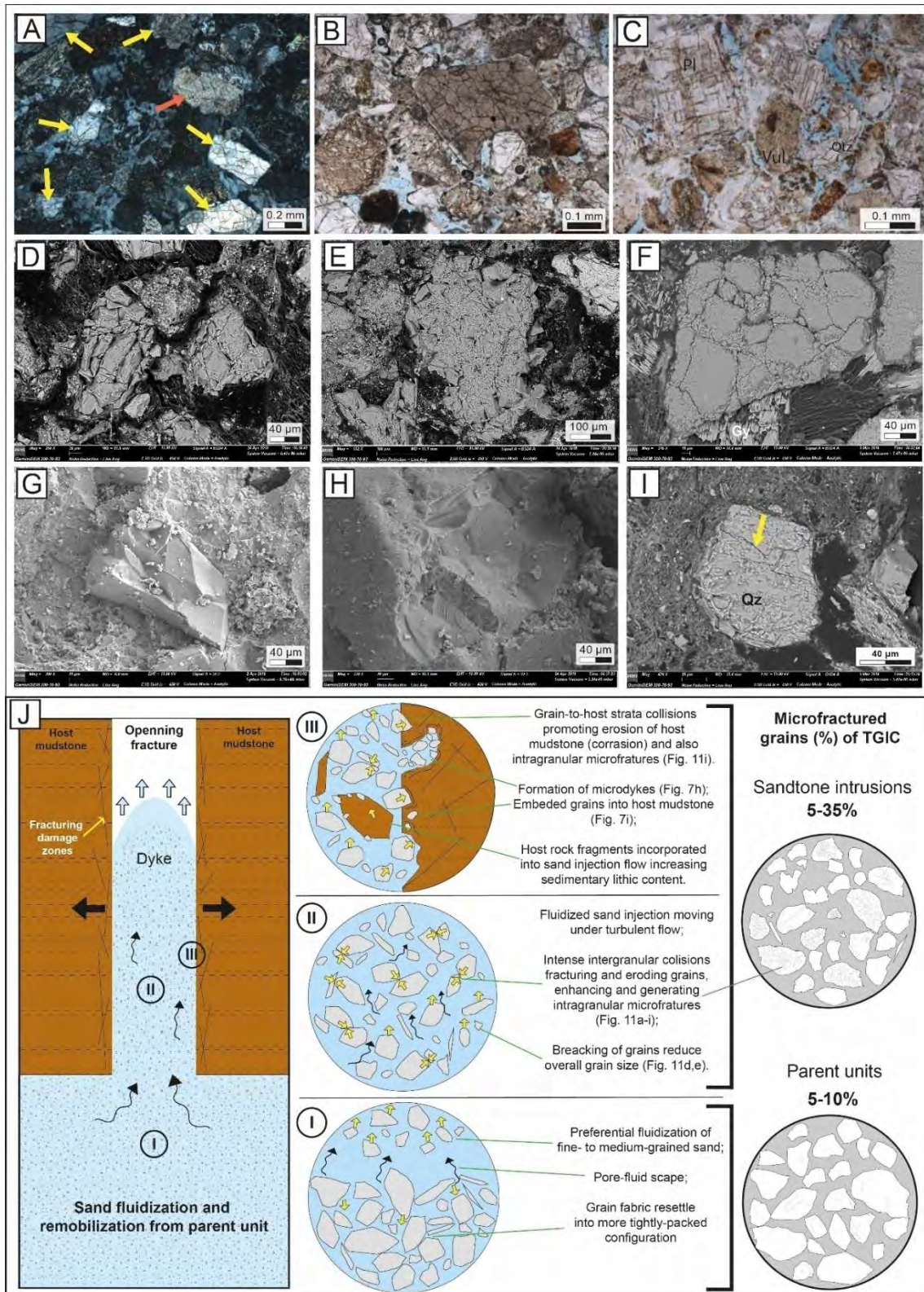


Figure 15 – A) Photomicrograph of a sandstone dyke (sample 40A), with grains of quartz (yellow arrows) and feldspar (red arrow) with intense intragranular micro-fracturing (XP); B) Photomicrograph of a micro-fractured large grain of chert (centre)/(P); C) Photomicrograph of a sandstone sill (sample 38A) with up to 35% of the grains micro-fractured. Note orthogonal fracture pattern along crystalline structure of plagioclase (Pl); D) Two quartz grains highly fractured with very irregular and sharp margins (BSE); E) Strongly micro-fractured quartz grains (BSE); F) Micro-fractured mudrock clast cemented by gypsum (BSE); G) Quartz grain with multiple conchoidal fracture surfaces associated with intense intergranular collisions (SEM); H) Quartz grain with flaked surface marked by conchoidal

fractures (SEM); I) BSE image of micro-fractured quartz grain embedded in biosiliceous mudrock; J) Schematic conceptual model for the processes of corrasion of host rocks and micro-fracturing of clastic grains.

deposited sandstones were more affected by mechanical compaction than the intrusive sandstones, due mostly to the pervasive generation of pseudomatrix, what resulted in lower intergranular porosity (average: 4%; max.: 7%). On the other hand, intrusive sandstones were relatively less affected by mechanical compaction and more affected by cementation than the depositional bodies, which resulted in higher porosity values of the former (average: 8.7%; max.: 22%). The intergranular porosity of the Kreyenhagen channel-fills and intrusive sands were also reduced due to gypsum cementation. The higher porosity of the intrusive sandstones may be explained by two factors: i) the deposited sandstones were already suffering mechanical compaction during early burial, when sand injection took place; ii) grain packing reorganization during sand fluidization and remobilization (Hurst and Cronin, 2001). Both factors could have influenced this porosity differences between depositional and intrusive sandstones.

5. Discussion

5.1. Provenance Analysis

In common with other sandstones, the ultimate control on the composition of sandstone intrusions is controlled by the composition of source terrane and modified by weathering, and processes in the sedimentary transport and depositional systems, and further modified during burial diagenesis (Ingersoll, 1983; Dickinson, 1985). Sand injection promotes additional factors and processes, other than those related to depositional environments, that modify sandstone composition, such as grain comminution from high-velocity inter-granular collisions and corrasion (Scott et al., 2009), during entrained flow (Hurst et al., *in press*), and erosion of material from hydraulically-fractured host strata (Hurst et al., 2011; Scott et al., 2009, Ravier et al., 2015). Commonly sandstone intrusions are compositionally similar to their parent units, which allows a genetic correlation between them and provenance analysis can be applied (Hurst et al., 2017). However, incorporation of host strata during sand injection may occur by erosion of the hydraulic fractured host strata into fluidised

sand, thus modifying the composition of the sand during their emplacement (Hurst et al., 2011).

Sandstone in the Lodo, Domengine and Kreyenhagen formations records significant provenance variation through time, with contributions from basement uplift to magmatic arc sources (*sensu* Dickinson 1985; **Fig. 11B**). Arkose in the Lodo Fm. has a provenance signature characteristic of erosion and uplift of a continental basement block to the south of the San Joaquin Basin. This signature concurs with the predominant palaeocurrents in a northward-prograding submarine fan during the early Paleogene (Nilsen et al., 1974). Quartz-rich lithic arkoses of the Domengine Formation were deposited in shallow marine, deltaic and estuarine depositional systems after a regional shoaling during the Middle Eocene and records a major period of regression related to the uplift of the basin (Schulein, 1993). They have a provenance signature from a dissected magmatic arc characteristic of mixed sources (*sensu* Dickinson 1985; **Fig. 11B**). Therefore, the change from the basement uplift of Lodo sandstones toward a dissected magmatic arc provenance, records the tectonic reorganization of the basin. Contribution from the exhumed the Franciscan Complex is a potential source area for the Domengine sandstones (Schulein, 1993; Sharman et al., 2017). Unfortunately, no depositional structures were observed in the structureless sandstones of the formation. The high quartz content can be related to pervasive autocyclic controls in the depositional system, such as the erosion and reworking of sedimentary deposits, a longer-distance transport system, and consequent deterioration of less resistant clasts, such as feldspar and lithic fragments.

The overlain Kreyenhagen Shale record the deepening of the basin with slope mudstone and channelized sandstones. This records a regionally significant transgression during a period of extensive subsidence of the GVG in which there was a return to deep-water depositional conditions. The channel-fills comprise feldspathic litharenites with provenance signature characteristic of a dissected magmatic arc (*sensu* Dickinson 1985; **Fig. 11B**). This provenance is compatible with palaeocurrent data that indicate derivation from the Sierran magmatic arc to the east, which was intensely uplifted throughout the Cenozoic (Ingersoll *et al.*, 2012). The Kreyenhagen channels have a high content of rock fragments which can be considered the result of provenance from erosion of supra-crustal sources, high sedimentation rates, and short transportation distance (Schrank et al., 2017). Possibly this indicates direct supply from fluvial systems into a deep-water environment (Hurst and Morton, 2001).

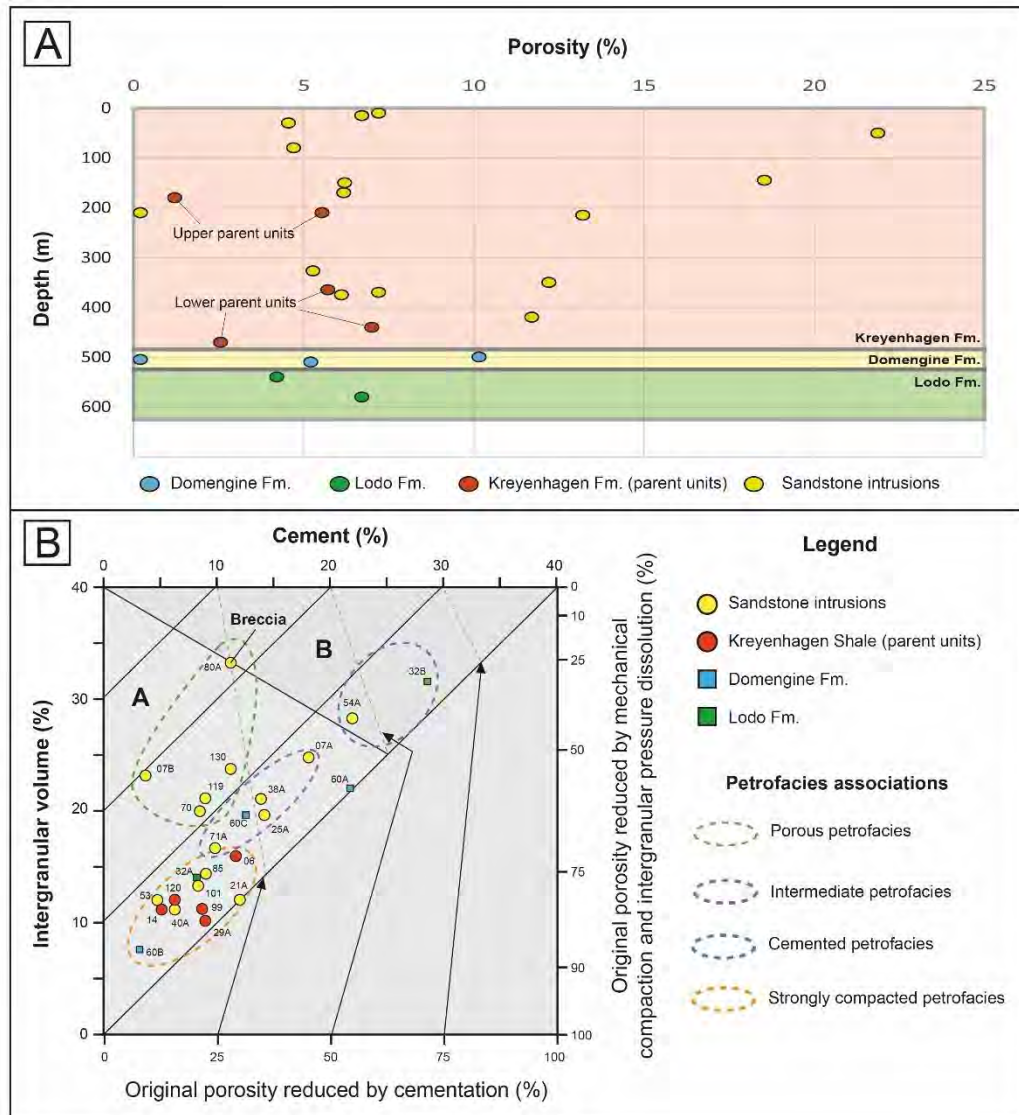


Figure 16 – Analysis of porosity of depositional and intrusive sandstones. A) Scatter diagram showing the distribution of porosity (%) of depositional and intrusive petrofacies. Note that intrusion sandstones tend to be more porous than depositional units; B) Ehrenberg (1989) diagram showing the relationship between total intergranular volume and intergranular cement of sandstones, as evaluation of the porosity reduction by cementation and/or compaction of depositional and intrusive petrofacies. Note that the sandstone intrusions present a more porous petrofacies while porosity of parent units (KS) was more affected by mechanical compaction and present a strongly compacted petrofacies characteristic.

Low-grade metamorphic fragments are likely to come from the metamorphic terrane of the Sierra Nevada orogenic system. The high content of volcanic rock fragments can be related to the erosion of Jurassic volcano-sedimentary sections formed during the Nevadan orogeny, or by erosion of Cenozoic volcanic terranes related to the Idaho magmatism (Sharman et al., 2015).

Sandstone intrusions are compositionally very similar to the Kreyenhagen sandstone being composed by feldspathic litharenites rich in sedimentary, volcanism and metamorphic rock fragments and provenance signatures of dissected magmatic

arc (**Fig. 10B**). These strong compositional and provenance similarities confirm the field observations that Lodo and Domengine sandstones did not contribute sand to the formation of the TGIC, and that the turbiditic channels in the Kreyenhagen Shale were the sole parent units for injected sand.

5.2. Diagenetic evolution of the TGIC

The connections between the types of diagenetic processes and their distribution are the key to interpret the evolution of the diagenetic alterations through time, and their controls on reservoir quality and heterogeneity (Morad *et al.*, 2010, 2012; Schrank *et al.*, 2017). The observed diagenetic processes helped to check the petrogenetic relationships between the depositional units and the sandstones intrusions. The diagenetic processes and products are heterogeneous in the analysed sandstones. Diagenetic processes strongly affected the porosity of each unit, and consequently the quality of the TGIC as reservoir. The regional burial history of the San Joaquin Basin indicates that the Eocene succession experienced a burial not exceeding 2.5 km and records a strong uplift phase from the Oligocene to Miocene, until total exhumation (He *et al.*, 2014). This means that the analysed sandstones were mostly affected by processes within the field of eodiagenesis, which occurred under the influence of depositional fluids at depths less than about 2 km ($T > 70^{\circ}\text{C}$), and of shallow mesodiagenesis, at depths between 2-3 km and temperatures between 70°C and 100°C (Morad *et al.*, 2000). The evolution of the main diagenetic products and processes of the TGIC and the underlying Lodo and Domengine formations is summarized in the **Fig. 17**.

5.2.1. Diagenesis of Lodo and Domengine sandstones

Arkoses and lithic arkoses in the Lodo and Domengine formations experienced similar diagenetic evolution. Both units were pervasively cemented by calcite along with accompanying dissolution of framework grains (e.g. quartz, feldspar) during early diagenesis (**Fig. 17**). Eogenetic calcite cement dominates the eodiagenesis of many shallow marine siliciclastic sediments (Morad *et al.*, 2010), but can be an important process in deep-marine settings too. Seawater and carbonate shells are the main sources of ions for early marine carbonate cements (Morad, 1998). Sandstone in the

Lodo Formation grades laterally into conglomerates containing carbonate bioclasts, the dissolution of which is the probable source of the early carbonate cement. The transgressive shallow marine sandstone of the Domengine are often enriched in carbonate bioclasts, which acted as nuclei for calcite precipitation, and as a source of cement during burial. Carbonate cementation is normally more extensive in transgressive systems tract sandstones, particularly below parasequence boundaries, transgressive surfaces, and maximum flooding surfaces (Morad et al., 2010). As the Domengine sandstones are deltaic and estuarine deposits of a transgressive systems tract overlain by the deep-water mudrocks of the Kreyenhagen Shale that corresponds to a situation with high potential for extensive carbonate precipitation.

Mechanical compaction was insignificant in the arkoses and lithic arkoses of Lodo and Domengine formations due to fabric stabilization by the precipitation of early calcite cement. Cemented sandstone is unlikely to undergo liquefaction or fluidization due to their framework stiffness and the low porosity and permeability. Therefore, the early cementation of Lodo and Domengine sandstones prevented any possibility of fluidization, furthermore creating barriers for fluid migration.

5.2.2. Diagenesis of Kreyenhagen sandstones (parent units) and intrusive network of TGIC

Soon after deposition of the turbiditic Kreyenhagen succession, overpressure conditions inside the channels led the pore-fluid pressure to overcome the lithostatic pressure, triggering hydrofracture of the host strata and simultaneously leading to sand fluidization and injection. After sand injection, the progressive burial of the complex led to mechanical compaction of parent units and the intrusive network. The compaction was more intense in the parent unit sandstones because of the lack of early diagenetic cement and their lithic composition. Normally, the compaction of lithic sandstone promotes strong deformation of ductile fragments, such as mudrock, volcanic and low-grade metamorphic rock fragments, which generates pseudomatrix and inhibits early cementation. Authigenic clay minerals (probably smectite) coatings occur in the parent units and are inferred to pre-date sand injection. Smectite coatings or rims are commonly related to the alteration of volcanic fragments and mafic minerals (e.g. biotite) (De Ros et al., 1997; Morad et al., 2010), which are common in the lithic Kreyenhagen sandstones.

Pervasive carbonate is a common diagenetic cement in injectites (Jonk et al., 2005), however, the TGIC is pervasively cemented by gypsum. Poikilotopic gypsum occurs as early diagenetic pore-filling cement in the Kreyenhagen parent units and in sandstone intrusions. It is interpreted as a product of fluid percolation through the complex (**Fig. 17**). Gypsum cementation in sandstones is normally eodiagenetic and related to evaporitic environments (Glennie et al., 1978; Strong and Milodowski, 1987; Henares et al., 2014), however, the gypsum cementation of the Kreyenhagen sandstones was probably related to the dissolution of associated evaporitic rocks during early burial. Gypsum cementation, along with mechanical compaction destroyed the primary porosity of sandstones, making them barriers for fluid migration.

Late dissolution of primary and diagenetic constituents, along with precipitation of iron oxides and hydroxides, is probably the result of exposure of the rocks to surface or near-surface conditions, during percolation of meteoric waters (**Fig. 17**). The dissolution of primary and diagenetic products created significant secondary porosity, with values up to 22% in the injection breccia. The localized precipitation of iron oxides and hydroxides, and clay minerals were a product of hydration and oxidation of iron-rich mineral, such as pyrite and biotite during telodiagenesis (Rodrigues and Goldberg, 2014). Overall, the diagenetic history of the TGIC is the reflection of an intense eodiagenetic evolution influenced by the depositional environments, followed by progressive burial and ultimately late uplift and exhumation, driven by the contractional tectonics.

5.5 Microtextural analysis

The disintegration of clasts from host mudrocks, along with the embedding of individual sand grains in the intrusions walls are strong micro-scale evidence of erosion associated with the processes of corrasion, as demonstrated in the Yellowbank Creek Injection Complex in California by Scott et al. (2009) and also in the Vocontian Basin in France by Ravier et al., (2015). Corrasion was defined by Allen (1984) as the erosion promoted when grains impact a surface at high velocity, resulting in the detachment of clasts from that surface. The petrographic analysis confirms that corrasion is the one of the main mechanisms of erosion of host mudrocks of the TGIC (**Figs. 14 and 15**). The detachment of mudrock clasts and subsequent abrasion by sand grains is the main factor associated with the

enrichment of mudrock clasts in the intrusive petrofacies in relation to their parent sandstones (**Fig. 15J**). Scott et al. (2009) speculate that corrasion is also responsible for the development of erosional scours observed along the margins of injectites, which are not described in detail but commonly observed in the sandstone intrusions of the TGIC.

Petrographic analysis also revealed that the grains from the sandstone intrusions are often severely affected by micro-fracturing. Microfractures can be developed by different geological processes, such as weathering, transportation of grains from source rocks to depositional environment (Boggs, 1995), mechanical compaction or tectonism during diagenesis (Makowitz et al., 2006), and meteorite impacts (Ferrière et al., 2009). Brittle grain deformation during burial form fractures that are commonly wedge-shaped, with aligned spalling, and small-scale cataclasis (Makowitz et al., 2006). Microfracturing associated with meteorite impacts show a well-organized orientation as planar deformation structures (PDFs; Trepmann, 2008). None of these patterns are shown by the grains of TGIC sandstone intrusions. Fractures in sandstone intrusions seem to be developed following the structure of monomineralic grains (quartz and feldspar) and rock fragments, without systematic relationship with the neighbour grains, as formed by burial or tectonic fracturing. Intragranular fracturing preceded gypsum cementation, given that they do not crosscut the intergranular gypsum cement. The intrusive petrofacies present higher percentage of micro-fractured grains (5-35%) than the depositional petrofacies of KS (5-10%) (**Fig. 15J**). These evidences indicate that the TGIC grains fractures were not generated *in situ* by mechanical compaction of the parent units and intrusions, but rather during sand injection emplacement.

Sands from the lowermost TGIC parent units may have been transported upward for ca. 400 m and laterally at least hundreds of meters (**Fig. 4**). During the granular flow, the grains are in constant movement, which can induce intergranular interactions such as frictional sliding and collisions among grains and between the grains and the host rocks. The intragranular fracturing patterns observed in the sandstone intrusions is very heterogeneous, and can be controlled by different parameters such as the stiffness, strength, and friction coefficient of different grains with different shapes and sizes (Li et al., 2018). The stress related to this process can cause mechanical flexure or torsions of crystalline structures of some minerals through preferential fragile crystallographic directions (e.g. cleavages or twinning).

During sand injection, emplacement are likely to involve complex mechanisms, which include multiple grain impacts, different types of grains and sizes, different grain velocities (turbulent flow) and collisional angles. The pattern of intragranular fractures in intrusion sandstones associated with their angular fractured margins, and the abnormal frequency and degree of development, suggests that injected sand suffered intense intergranular collisions during turbulent flow. Such micro-fracturing pattern can be considered a possible diagnostic feature to identify sand injectites.

5.6 Fluid flow and reservoir petrofacies heterogeneity

Sand injectites represent an emerging play in deep-water environments and may be characterised by typically good reservoir quality, playing a major role in fluid flow (Hurst et al., 2005). Once emplaced, they may form preferential conducts for fluid migration, as well as intrusive traps, constituting porous and permeable reservoirs with considerable volume (Hurst and Cartwright, 2007), and introducing high interconnectivity among otherwise isolated depositional sandbodies (Cartwright, 2007). Sandstone heterogeneity strongly influences reservoir performance by controlling fluid flow (Wardlaw and Cassan, 1979; Weber, 1982). Consequently, reservoir heterogeneity prediction is of prime importance for the planning and execution of hydrocarbon production strategies. Sand injectites can create permeable pathways for hydrocarbon migration and act as good reservoirs but, on the other hand, they are also prone to cementation which reduce their porosity and reservoir potential (Jonk, 2010). According to the definition of the diagenetic alterations of the TGIC through time, we can estimate when the sand injections and related depositional succession behaved as potential fluid flow pathways and/or barriers (**Fig. 17**).

Sand fluidization and remobilization occurred just in the Kreyenhagen Shale turbidites, implying that supra-lithostatic conditions were attained just inside this unit and not in the underlying formations. Absence of fluidization of the Domengine and Lodo formation sandstones was probably a response to their early calcite cementation. Pervasive early carbonate inhibits further mechanical compaction and can compartmentalize reservoirs by acting as barriers to water (and hydrocarbons) flow (Morad et al., 2010). Furthermore, the compaction of sandstone sequences containing zones with laterally continuous carbonate cementation may lead to the development of overpressure in adjacent, weakly cemented zones (Morad, 1998). In

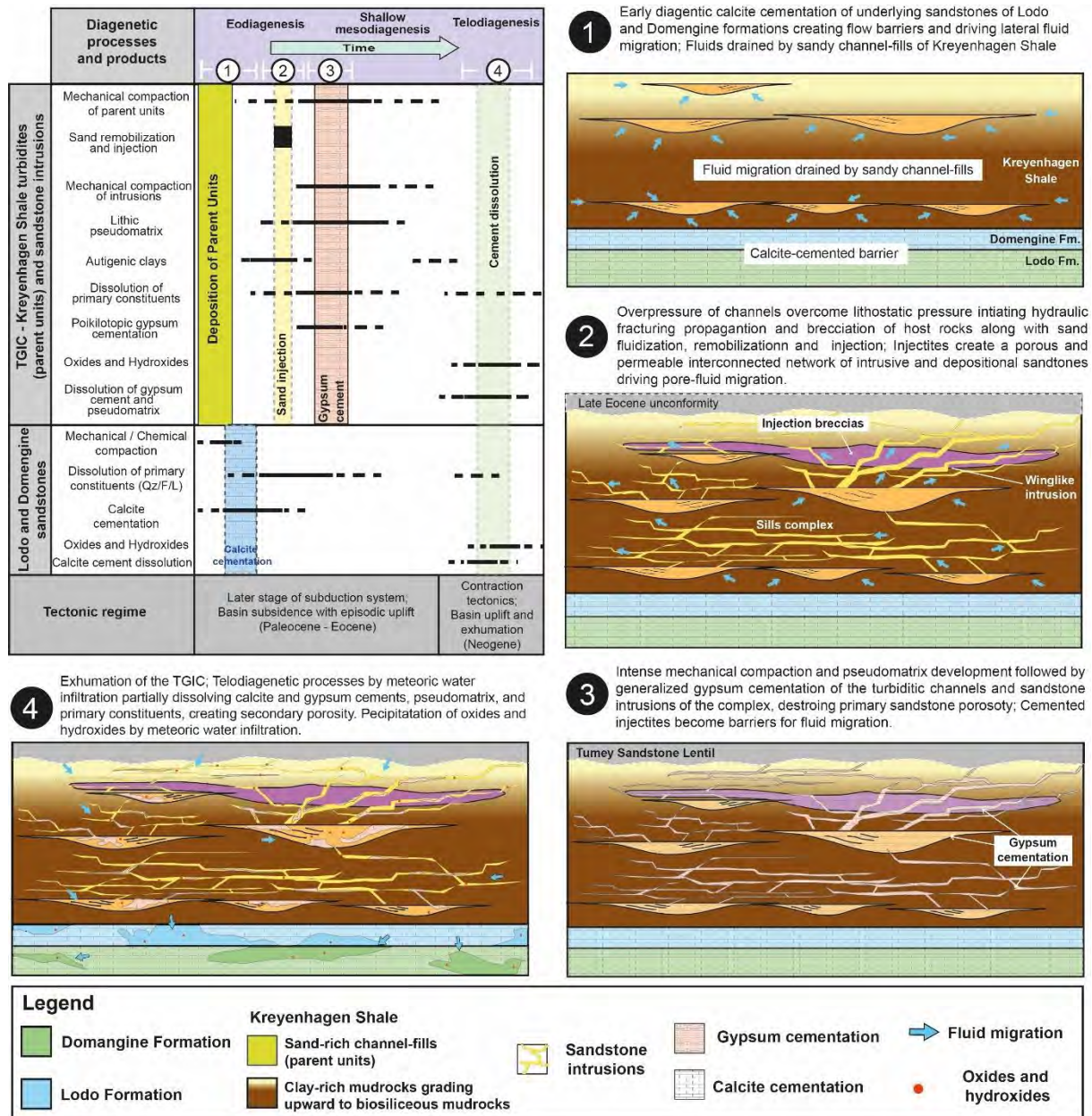


Figure 17 – Diagenetic and petrological evolution of the TGIC and its impact on fluid flow. A) Diagenetic sequence of depositional and intrusive petrofacies. Lodo and Domengine petrofacies present similar diagenetic evolution therefore are shown at the same evolutionary diagenetic sequence (lower portion of the board). The same is applied to the sandstone intrusions and parent unit of Kreyenhagen Shale.

this context, the early calcite cementation of Domengine and Lodo formations could have acted as an underlying barrier, constraining fluid scape to the weakly cemented, porous Kreyenhagen channel-fills, thus promoting overpressure build up (Fig 17, time 1). On the other hand, the channel-fills of the Kreyenhagen Shale sealed by low permeability muddy strata where intensely fluidized and remobilized by overpressured fluids.

Before sand injection, the KS channel-fills were under shallow burial, affected by progressive mechanical compaction, with sealing mudrocks preventing connate fluids to escape supporting overpressure build up. As the pore-fluid pressure overcame the fracture gradient of the host mudrocks, hydraulic fracture propagation initiated and a pressure gradient between the overpressured sands and the lower-pressure upper interval was formed (Hurst et al., 2011). To balance this pressure gradient, overpressured fluid flow migrated to lower pressure zones. When the fluid flow overcame the minimum fluidization velocity of the sediments, sand fluidization and remobilization started, injecting fluidized sand into the fractured host mudrocks (Vigorito and Hurst, 2010) (**Fig. 17**, time 2). The hydraulic fracture propagation and the sand injection eventually ceased when the pressure was balanced stopping fluid flow. As the upper portion of the TGIC was eroded, we do not have evidences to determine whether the injections reached the paleo-seafloor or remained trapped in the shallow subsurface.

After emplacement, the intrusive network formed a net of pathways for fluid migration. Sand injections are reported to maintain relatively good porosity during shallow burial (Hurst and Cartwright, 2007), and the TGIC confirm this tendency because the intrusive network is overall more porous than its deposited parent units (**Figs. 16**). After sand injection, limited mechanical compaction followed by pervasive gypsum cementation caused heterogeneous but significant porosity reduction, creating barriers inside the complex (**Fig. 17**, time 3). Gypsum veins filling fractures and joints that cross the cemented sandstones may suggest multiple fluid overpressure episodes, or simply differential compaction and deformation during burial.

The last phase affecting the complex is associated with the Late Paleogene-Neogene exhumation of San Joaquin Basin. Significant oxidation (oxides and hydroxides) and dissolution of primary constituents, pseudomatrix, argillaceous intraclasts, and gypsum was promoted by the circulation of meteoric water within both the depositional and injected sandstones. This exhumation created pervasive secondary porosity, increasing fluid flow and consequently improving final reservoir quality (**Fig. 17**, time 4).

The diagenetic processes observed in the TGIC suggest that despite sand injections usually have a general good porosity and may constitute good reservoirs, post-injection compaction, cementation and dissolution may change significantly the porosity and reservoir quality of injectites through time.

6. Conclusions

This study determined the stratigraphic organization and the petrogenetic relationships between depositional and intrusive petrofacies of the TGIC. It also contributed to evaluation of how the diagenetic processes and reservoir petrofacies characteristics of sand injection complexes may vary through time. These results are important to understand injection complex architecture and petrofacies association, which can be used to model the flow of petroleum and aqueous fluids within injectite networks. The key conclusions resulting from this study are as follows:

(1) The pattern of compositional and textural parameters within the succession and its provenance signatures indicated that the sand supply to shallow and deepwater sandstones was constrained by the depositional geodynamic evolution of the San Joaquin Basin during the early and middle Paleogene, associated with active tectonic setting and eustatic sea-level fluctuations.

(2) Field observations and petrofacies associations indicate that the parent units for the intrusive network were the turbiditic channels of Kreyenhagen Formation without contribution from the underlying Lodo and Domengine formations.

(3) The injection of fluidised sand into hydrofractures resulted in the emplacement of a network of porous and permeable conduits of dykes, sills and breccias within thick impermeable strata, creating a porous plumbing system well-connected horizontally and vertically for fluid migration and diagenetic processes.

(4) Corrasion is identified as an important process of erosion of host mudrocks.

(5) Intense intragranular micro-fracturing of quartz, feldspars and lithic fragments is assumed to have formed during fluidization and injection of sand, through intergranular collisions, and can be considered a potential diagnostic feature of sand injectites.

(6) Differential diagenetic processes influenced overpressure conditions and fluid migration, by creating flow barriers in the underlying units (early calcite cementation

of Lodo and Domengine formations) and promoting post-injection compaction and gypsum cementation of intrusions and parent units of the injection complex.

(7) Telodiagenetic processes led to intense cement dissolution of sandstone intrusions by meteoric water, which formed secondary porosity and significantly increased the reservoir quality of injectites.

7. Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge support from Shell Brazil and CNPq through the —BG5: UoA-UFRGS-SWB Sedimentary Systems” project at UFRGS and UoA and the strategic importance of the support given by ANP through the R&D levy regulation. We thank all the support from the Sand Injection Research Group (SIRG). We also wish to thank the support of the Bureau of Land Management (CA - USA) providing legal access to the study area.

8. References

Ajdukiewicz, J.M., and Lander, R.H., 2010, Sandstone reservoir quality prediction: The state of the art: AAPG Bulletin, v. 94, p. 1083–1091, doi: 10.1306/intro060110.

Allen, J.R.L., 1984, Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology 30, 2 volumes, 663 p.

Archer, J.B., 1984, Clastic intrusions in deep-sea fan deposits of the Rosroe formation, lower Ordovician, western Ireland: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 1197–1205.

Atwater, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America: GSA Bulletin, v. 81, p. 3513–3536.

Atwater, T., and Stock, J., 1998, Pacific-north america plate tectonics of the neogene southwestern united states: An update: International Geology Review, v. 40, p. 375–402, doi: 10.1080/00206819809465216.

Bartow, J.A. 1991. Cenozoic evolution of the San Joaquin Valley, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, p. 1–40.

Bartow, J.A. 1996. Geologic map of the west border of the San Joaquin Valley in the Panoche Creek–Cantua Creek area, Fresno and San Benito counties, California. Miscellaneous Investigations Series—US Geological Survey Map, I-2430.

Bergslien, D., 2002, Balder and Jotun - two sides of the same coin? A comparison of two Tertiary oil fields in the Norwegian North Sea: Petroleum Geoscience, v. 8, p. 349–363, doi: 10.1144/petgeo.8.4.349.

Bloch, S., and Helmold, K.P., 1995, Approaches to predicting reservoir quality in sandstones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 97–115, doi: 10.1306/8D2B14C6-171E-11D7-8645000102C1865D.

Boehm, A., and Moore, J.C., 2002, Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California: *Geofluids*, v. 2, p. 147–161, doi: 10.1046/j.1468-8123.2002.00026.x.

Braccini, E., de Boer, W., Hurst, A., Huuse, M., Vigorito, M., and Templeton, G., 2008, Sand Injectites: *Oilfield Review*, p. 34–49.

Briedis, N.A., Bergslien, D., Hjellbakk, A., Hill, R.E., Moir, G.J., 2007. Recognition Criteria, Significance to Field Performance, and Reservoir Modeling of Sand Injections in the Balder Field, North Sea. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 91–102.

Cartwright, J., 2010, Regionally extensive emplacement of sandstone intrusions: A brief review: *Basin Research*, v. 22, p. 502–516, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00455.x.

Cartwright, J., Huuse, M., and Aplin, A., 2007, Seal bypass systems: *AAPG Bulletin*, v. 91, p. 1141–1166, doi: 10.1306/04090705181.

Cartwright, J., James, D., Huuse, M., Vetel, W., and Hurst, A., 2008, The geometry and emplacement of conical sandstone intrusions: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 854–867, doi: 10.1016/j.jsg.2008.03.012.

Cobain, S.L., Hodgson, D.M., Peakall, J., and Shiers, M.N., 2017, An integrated model of clastic injectites and basin floor lobe complexes: implications for stratigraphic trap plays: *Basin Research*, v. 29, p. 816–835, doi: 10.1111/bre.12229.

Constenius, K.N., Johnson, R.A., Dickinson, W.R., and Williams, T.A., 2000, Tectonic evolution of the Jurassic-Cretaceous Great Valley forearc, California: Implications for the Franciscan thrust-wedge hypothesis: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 112, p. 1703–1723, doi: 10.1130/0016-7606(2000)112<1703:TEOTJC>2.0.CO;2.

Davies, R.J., Huuse, M., Hirst, P., Cartwright, J., and Yang, Y., 2006, Giant clastic intrusions primed by silica diagenesis: *Geology*, v. 34, p. 917–920, doi: 10.1130/G22937A.1.

De Ros, L.F., Morad, S. and Al-Aasm, I.S., 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397). *Sediment. Geol.*, 112, 137–156.

De Ros L.F., Golberg K., Abel M., Victoreti F., Mastella M., Castro E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the Petroledge® System. In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*, Long Beach, Expanded Abstracts.

De Ros, L.F., & Goldberg, K., 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction: American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California, 50055, p. 1–6.

Dickinson, W.R. and Rich, E. 1972. Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California: GSA Bulletin, V. 83, p. 3007-3024.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geological Society of America Bulletin, p. 222–235, doi: 10.1130/0016-7606(1983)94<222.

Dickinson, W.R., and Seely, D.R., 1979. Structure and Stratigraphy of Forearc Regions: AAPG Bulletin, v. 63, p. 2–31, doi: 10.1306/C1EA55AD-16C9-11D7-8645000102C1865D.

Dickinson, W.R. 1981. Plate tectonics and the continental margin of California. In: Ernst, W. G. (ed) The geotectonic development of California. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, pp. 1–28.

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G., ed., Provenance of Arenites: Dordrecht, Springer, p. 333–361.

Dickinson, W.R. 2002, Reappraisal of hypothetical Franciscan thrust wedging at Coalinga: Implications for tectonic relations along the Great Valley flank of the California Coast Ranges. Tectonics, v. 21, no. 5, p. 1039, doi: 10.1029/2001TC001315

Diller, J.S., 1890, Sandstone dikes: Geological Society of America Bulletin, v. 1, p. 411–442.

Dixon, R.J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, A.D., Alexander, R.W.S., Williams, M.C., and Davies, K.G., 1995, Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment, Quadrant 9, UKCS.: Geological Society, London, Special Publications, v. 94, p. 77–94.

Duranti, D., and Hurst, A., 2004, Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea): Sedimentology, v. 51, p. 503–529, doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00634.x.

Ehrenberg, S.N., 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: Discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: Discussion: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 73, p. 1274–1276.

Ferrière, L., Morrow, J.R., Amgaa, T., and Koeberl, C., 2009, Systematic study of universal-stage measurements of planar deformation features in shocked quartz:

Implications for statistical significance and representation of results: *Meteoritics and Planetary Science*, v. 44, p. 925–940, doi: 10.1111/j.1945-5100.2009.tb00778.x.

Folf, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182 p.

K.W. Glennie, G.C. Mudd and P.J.C', 1978. Nagtegaal, Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. *Journal of the Geological Society*, London, v. 135, pp. 25-34

He, M., Graham, S., Scheirer, A.H., and Peters, K.E., 2014, A basin modeling and organic geochemistry study in the Vallecitos syncline, San Joaquin Basin, California: *Marine and Petroleum Geology*, v. 49, p. 15–34, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.09.001.

Henares, S., Caracciolo, L., Cultrone, G., Fernández, J. Viseras, C., 2014. The role of diagenesis and depositional facies on pore system evolution in a Triassic outcrop analogue (SE Spain). *Marine and Petroleum Geology*, v. 51, p. 136-151

Hiscott, R.N., 1979. Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle formation, Ordovician, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 1–10.

Hoareau, G., Monnin, C. & Odonne, F. 2011. The stability of gypsum in marine sediments using the entire ODP/IODP porewater composition database. *Marine Geology*, 279, 87–97, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.014>.

Hurst, A., Cronin, B.T., 2001. The origin of consolidation laminae and dish structures in some deep-water sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 71, 136–143.

Hurst, A., and Cartwright, J., 2007, Relevance of Sand Injectites to Hydrocarbon Exploration and Production: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87, p. 1–19, doi: 10.1306/1209846M871546.

Hurst, A., Cartwright, J., and Duranti, D., 2003, Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology: Geological Society, London, Special Publications, v. 216, p. 123–138, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.09.

Hurst, A., Huuse, M., Duranti, D., Vigorito, M., Jameson, E., and Schwab, A., 2015, Application of outcrop analogues in successful exploration of a sand injection complex, Volund Field, Norwegian North Sea: Geological Society, London, Special Publications, v. 436, p. 75–92, doi: 10.1144/SP436.3.

Hurst, A. & Morton, A.C. 2001. Generic relationships in the mineral-chemical stratigraphy of turbidite sandstones. *Journal of the Geological Society*, 158, 401–404, <https://doi.org/10.1144/jgs.158.3.401>.

Hurst, A., Scott, A., and Vigorito, M., 2011, Physical characteristics of sand injectites: *Earth-Science Reviews*, v. 106, p. 215–246, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.02.004.

Hurst, A., and Vigorito, M., 2017. Saucer-shaped sandstone intrusions: An underplayed reservoir target: *AAPG Bulletin*, v. 101, p. 625–633, doi: 10.1306/011817DIG17070.

Huuse, M., 2008, Sandstone intrusions: Implications for exploration and production: *World Oil*, v. 229, p. 87–91.

Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A., and Steinsland, N., 2007. Seismic Characterization of Large-scale Sandstone Intrusions: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Memoir 87*, p. 21–35, doi: 10.1306/1209847M873253.

Huuse, M., Duranti, D., Steinsland, N., Guargena, C.G., Prat, P., Holm, K., Cartwright, J.A., and Hurst, A., 2004. Seismic Characteristics of Large-Scale Sandstone Intrusions in the Paleogene of the South Viking Graben, UK and Norwegian North Sea: *Geological Society, London, Memoirs*, v. 29, p. 263–278, doi: 10.1144/GSL.MEM.2004.029.01.25.

Huuse, M., Jackson, C.A.L., Van Rensbergen, P., Davies, R.J., Flemings, P.B., and Dixon, R.J., 2010. Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: An overview: *Basin Research*, v. 22, p. 342–360, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00488.x.

Ingersoll, R. V., 2008. Chapter 11: Subduction-Related Sedimentary Basins of the USA Cordillera: *Elsevier*, v. 5, 395-428 p., doi: 10.1016/S1874-5997(08)00011-7.

Ingersoll, R.V., 1979. Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California: *The Journal of Geology*, v. 86, p. 335–352.

Ingersoll, R. V., 1983. Petrofacies and Provenance of Late Mesozoic Forearc Basin, Northern and Central California: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 1125–1142, doi: 10.1306/03B5B713-16D1-11D7-8645000102C1865D.

Ingersoll, R. V. 2012. Composition of modern sand and Cretaceous sandstone derived from the Sierra Nevada, California, USA, with implications for Cenozoic and Mesozoic uplift and dissection. *Sedimentary Geology*, 280, 195–207, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.022>.

Jackson, C.A.L., Huuse, M., and Barber, G.P., 2011, Geometry of winglike clastic intrusions adjacent to a deep-water channel complex: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Bulletin*, v. 95, p. 559–584, doi: 10.1306/09131009157.

Johnson, C., and Graham, S., 2007, Middle Tertiary Stratigraphic Sequences of the San Joaquin Basin, California: ... *San Joaquin Basin Province, California*, p. 1–18, http://www.basins.utah.edu/pubs/Johnson_GrahamUSGS.pdf.

Jolly, R.J.H., and Lonergan, L., 2002, Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions RICHARD: *Journal of the Geological Society*, v. 159, p. 605–617, doi: 10.1144/0016-764902-155.

Jonk, R., 2010, Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow: *Basin Research*, v. 22, p. 603–621, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00471.x.

Jonk, R., Hurst, A., Duranti, D., Parnell, J., Mazzini, A., and Fallick, A.E., 2005, Origin and timing of sand injection, petroleum migration, and diagenesis in Tertiary reservoirs, south Viking Graben, North Sea: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 329–357, doi: 10.1306/10260404020.

Li, X.F., Zhang, Q.B., Li, H.B. & Zhao, J. 2018. Grain-Based Discrete Element Method (GB-DEM) Modelling of Multi-Scale Fracturing in Rocks Under Dynamic Loading, <https://doi.org/10.1007/s00603-018-1566-2>.

Lonergan, L., and Cartwright, J.A., 1999, Polygonal faults and their influence on deep-water sandstone reservoir geometries, Alba field, United Kingdom central North Sea: *AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists)*, v. 83, p. 410–432, doi: 10.1306/00AA9BBA-1730-11D7-8645000102C1865D.

Ma, G., Zhang, Y., Zhou, W., Ng, T.T., Wang, Q., and Chen, X., 2018, The effect of different fracture mechanisms on impact fragmentation of brittle heterogeneous solid: *International Journal of Impact Engineering*, v. 113, p. 132–143, doi: 10.1016/j.ijimpeng.2017.11.016.

Makowitz, A., Lander, R.H. & Milliken, K.L. 2006. Diagenetic modeling to assess the relative timing of quartz cementation and brittle grain processes during compaction. *AAPG Bulletin*, 90, 873–885, <https://doi.org/10.1306/12190505044>.

McGuire, D.J. 1988. Stratigraphy, depositional history, and hydrocarbon source-rock potential of the Upper Cretaceous–Lower Tertiary Moreno Formation, Central San Joaquin basin, California. Doctoral thesis, Stanford University, CA.

MacLeod, M.K., Hanson, R.A., Bell, C.R., and McHugo, S., 1999, The Alba Field ocean bottom cable seismic survey: Impact on development: *The Leading Edge*, v. 18, p. 1306–1312, doi: 10.1190/1.1438206.

Makowitz, A., Lander, R.H., and Milliken, K.L., 2006. Diagenetic modeling to assess the relative timing of quartz cementation and brittle grain processes during compaction: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 873–885, doi: 10.1306/12190505044.

Mansfield, C.F., 1979, Upper Mesozoic subsea fan deposits in the southern Diablo Range, California: record of the Sierra Nevada magmatic arc: *GSA Bulletin*, v. 90, pt. I, p. 1025-1046.

Milam, R., 1985, Biostratigraphy and sedimentation of the Eocene and Oligocene Kreyenhagen Formation, central California: 1-240 p.

Mitchell, C., Graham, S.A. & Suek, D.H. 2010. Subduction complex uplift and exhumation and its influence on Maastrichtian forearc stratigraphy in the Great Valley Basin, northern San Joaquin Valley, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122, 2063–2078, <https://doi.org/10.1130/B30180.1>.

Morad, S., 1998, Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, in Morad, S., ed., Carbonate Cementation in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication 26, p. 1–26.

Morad, S., Ketzer, J.M. & DeRos, F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implication for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, 95–120, <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x>.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., and De Ros, L.F., 2010, The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional fades and sequence stratigraphy: *AAPG Bulletin*, v. 94, p. 1267–1309, doi: 10.1306/04211009178.

Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2012. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: An Integrated Tool for Understanding and Predicting Reservoir Quality Distribution. In: Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. (eds.) *Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy*, IAS Special Publication 45, p. 1–36, <https://doi.org/10.1002/9781118485347.ch1>.

Moxon, I.W., and Graham, S.A., 1987, History and controls of subsidence in the Late Cretaceous- Tertiary Great Valley forearc basin, California: , p. 626–629, doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<626:HACOSI>2.0.CO;2.

Murchinson, 1827. On the coal field of Bora in Sutherlandshire and some other stratified deposits in the North of Scotland: *Geological Society of London*, v. 2, p. 293–326.

Namson, J.S., and Davis, T.L., 1988, Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California Seismically active fold and thrust belt in the San Joaquin Valley, central California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 257–273, doi: 10.1130/0016-7606(1988)100<0257>

Newsom, J.F., 1903, Clastic dikes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 14, p. 227–268.

Nilsen, T.H., Dibblee, T.W., J., and Simoni, T.R., J., 1974, Stratigraphy and sedimentology of the Cantua Sandstone Member of the Lodo Formation, Vallecitos Area, California: *SEPM Pacific Section Volume and Guidebook*, p. 38–68.

Palladino, G., Grippa, A., Bureau, D., Ian, G., Alsop, Hurst, A., 2016. Emplacement of sandstone intrusions during contractional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 89, 230–249. doi: 10.1016/j.jsg.2016.06.010

Palladino, G., Alsop, G.I., Grippa, A., Zvirtes, G., Phillip, R.P. & Hurst, A. 2018. Sandstone-filled normal faults: A case study from central California. *Journal of Structural Geology*, v. 110, p. 86–101, doi: 10.1016/j.jsg.2018.02.013

Parnell, J., and Kelly, J., 2003, Remobilisation of sand from consolidated sandstones: evidence from mixed bitumen-sand intrusions. In Van Rensburg, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., and Morley, C.K. (eds.), *Subsurface Sediment Mobilization: Geological Society, London, Special Publications 216*, p. 505–513.

Payne, M.B. 1951. Type Moreno Formation and overlying Eocene strata on the west side of the San Joaquin Valley, Fresno and Merced Counties. California Division of Mines, Geological Special Report, 9.

Pierre, C., 2017, Origin of the authigenic gypsum and pyrite from active methane seeps of the southwest African Margin: *Chemical Geology*, v. 449, p. 158–164, doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.11.005.

Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S., and Malthe-Sørensen, A., 2008, Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 266, p. 195–204, doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.015.

Ravier, E., Guiraud, M., Guillien, A., Vennin, E., Buoncristiani, J.F., and Portier, E., 2015, Micro- to macro-scale internal structures, diagenesis and petrophysical evolution of injectite networks in the Vocontian Basin (France): Implications for fluid flow: *Marine and Petroleum Geology*, v. 64, p. 125–151, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.02.040.

Rodrigues, A.G. & Goldberg, K. 2015. Primary composition and diagenetic patterns of sandstones from Barra de Itiúba Formation in Atalaia High, Sergipe Sub-Basin. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 545–560, <https://doi.org/10.5327/z23174889201400040003>.

Schrank, A.B.S., Altenhofen, S.D. & De Ros, L.F. 2017. Diagenetic Preservation and Modification of Porosity in Aptian Lithic Reservoirs from the Sergipe–alagoas Basin, Ne Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 87, 1156–1175, <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.64>.

Schwab, A.M., Jameson, E.W., & Townsley, A. 2015. Volund Field: Development of an Eocene Sandstone Injection Complex, Offshore Norway. In: McKie, T., Rose, P.T.S., Hartley, A.J., Jones, D. & Armstrong, T.L., (Eds.), *Tertiary Deep-Marine Reservoirs of the North Sea Region: Geological Society of London, Special Publication*, 403, p. 1–16.

Schwartz, H., Sample, J., Weberling, K.D., Minisin, D., & Moore, J.C. 2003. An ancient linked fluid migration system: cold-seep deposits and sandstone intrusions in the Panoche Hills, California, USA. *Geo-Marine Letters*, 23, 340–350.

Schulein, B.J. 1993. Sedimentation and tectonics of the upper lower to lower middle Eocene Domingue Formation Vallecitos syncline, California. M.S. thesis: Stanford, California, Stanford University, 343 p.

Scott, A., Vigorito, M. & Hurst, A., 2009. The Process of Sand Injection: Internal Structures and Relationships with Host Strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 568–583, doi: 10.2110/jsr.2009.062.

Scott, A., Hurst, A., and Vigorito, M., 2013. Outcrop-based reservoir characterization of a kilometer-scale sand-injectite complex: *AAPG Bulletin*, v. 97, p. 309–343, doi: 10.1306/05141211184.

Sharman, G.R., Graham, S.A., Grove, M., Kimbrough, D.L. & Wright, J.E. 2015. Detrital zircon provenance of the late Cretaceous-Eocene California forearc: Influence of Laramide low-angle subduction on sediment dispersal and paleogeography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 127, 38–60, <https://doi.org/10.1130/B31065.1>.

Sharman, G.R., Schwartz, T.M., Shumaker, L.E., Trigg, C.R., Nieminski, N.M., Sickmann, Z.T., Malkowski, M.A., Hourigan, J.K., Schulein, B.J., and Graham, S.A., 2017. Submarine mass failure within the deltaic Domengine Formation (Eocene), California (USA): *Geosphere*, v. 13, p. 950–973, doi: 10.1130/GES01442.1.

Strong, G.E. and Milodowski, A.E., 1987. Aspects of the diagenesis of the Sherwood Sandstones of the Wessex Basin and their influence on reservoir characteristics. In: Marshall, J.D. (ed.), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*, Geological Society Special Publication No. 36, p. 325–337.

Sullivan, R., and Sullivan, M.D., 2012, Sequence Stratigraphy and Incised Valley Architecture of the Domengine Formation, Black Diamond Mines Regional Preserve and the Southern Sacramento Basin, California, U.S.A: *Journal of Sedimentary Research*, v. 82, p. 781–800, doi: 10.2110/jsr.2012.66.

Surlyk, F., Gjelberg, J., and Noe-Nygaard, N., 2007, The Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland: A Giant Sedimentary Injection Complex: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production, p. 141–149.

Surlyk, F., and Noe-Nygaard, N., 2001, Sand remobilisation and intrusion in the Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, v. 48, p. 169–188.

Todd, T.W., and Monroe, W.A., 1968, Petrology of Domengine Formation (Eocene), at Potrero Hills and Rio Vista, California: *Journal of Sedimentary Research*, v. 38, p. 1024–1039, doi: 10.1306/74D71AF0-2B21-11D7-8648000102C1865D.

Trepmann, C.A. 2008. Shock effects in quartz: Compression versus shear deformation - An example from the Rochechouart impact structure, France. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 322–332, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.035>.

Unruh, J.R., Dumitru, T.A., and Sawyer, T.L., 2007, Coupling of early Tertiary extension in the Great Valley forearc basin with blueschist exhumation in the underlying Franciscan accretionary wedge at Mount Diablo, California: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 119, p. 1347–1367, doi: 10.1130/B26057.1.

Vigorito, M., and Hurst, A., 2010, Regional sand injectite architecture as a record of pore-pressure evolution and sand redistribution in the shallow crust: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Journal of the Geological Society*, v. 167, p. 889–904, doi: 10.1144/0016-76492010-004.

Vigorito, M., Hurst, A., Cartwright, J.A., and Scott, A., 2008, Regional-scale subsurface sand remobilization: geometry and architecture. *Journal of the Geological Society*, v. 165, p. 609–612, doi: 10.1144/0016-76492007-096.

Zuffa, G.G., 1985, Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Springer, p. 165–189.

Zvirtes, G., Hurst, A., Philipp, R.P., Palladino, G., and Grippa, A., 2019. The Tuemy Giant Injection Complex, Tumey Hills, California. Geological Society, London, Special Publications (*in press*).

Wardlaw, N. C., and J. P. Cassan, 1979, Oil recovery efficiency and the rock-pore properties of some sandstone reservoirs: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 27, p. 117–138.

Weber, K. J., 1986, How heterogeneity affects oil recovery, in L. W. Lake and H. B. Carroll Jr., eds., *Reservoir characterization*: New York, Academic Press, p. 487–544.

Tables

Table 1 - Detrital, diagenetic and porosity amounts (% of total rock volume) of deposited and intrusive sandstones, along with % of microfractured grains. (Grain parameters: Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; K = K-feldspar; P = plagioclase; F = K + P; Lv = volcanic fragments; Ls = sedimentary fragments; Lm = metamorphic fragments; M = micas).

Units	Lodo Fm.				Domengine Fm.					Kreyenhagen Fm. (Parent Units)						
Samples	32A	32B	Av.	SD	60A	60B	60C	Av.	SD	29A	6	120	14	99	Av.	SD
Siliciclastic components																
Quartz monocrystalline (Qm)	34.0	30.7	32.4	2.3	46.0	54.0	43.8	47.9	5.4	27.0	20.3	23.0	30.6	24.0	25.0	4.0
Quartz polycrystalline (Qp)	2.0	0.8	1.4	0.8	2.8	2.0	1.5	2.1	0.7	1.3	1.7	1.0	0.0	4.2	1.6	1.6
Plagioclase (P)	16.0	13.9	15.0	1.5	5.0	4.7	5.9	5.2	0.6	8.7	7.7	9.0	7.2	7.5	8.0	0.8
K-feldspar (K)	19.0	10.7	14.9	5.9	9.1	9.3	11.5	10.0	1.3	9.3	10.4	11.0	15.3	10.3	11.3	2.3
Volcanic lithics (Lv)	1.5	1.2	1.4	0.2	1.3	0.0	0.0	0.4	0.8	2.3	5.3	8.0	6.3	9.9	6.4	2.9
Sedimentary lithics (Ls)	8.0	6.2	7.1	1.3	10.3	5.3	10.5	8.7	2.9	24.7	17.3	21.0	15.4	18.7	19.4	3.6
Metamorphic lithics (Lm)	0.5	0.5	0.5	0.0	0.5	0.0	1.0	0.5	0.5	6.3	12.0	6.0	5.9	1.4	6.3	3.8
Biotite (M)	1.0	3.3	2.2	1.6	1.0	0.0	2.5	1.2	1.3	1.7	3.0	4.0	7.2	5.2	4.2	2.1
Muscovite (M)	0.5	0.4	0.5	0.1	0.5	0.0	0.5	0.3	0.3	1.3	1.0	1.0	1.4	0.9	1.1	0.2
Opaque	0.0	1.0	0.5	0.7	0.0	0.3	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.1	0.2
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.7	1.0	0.9	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Amphibole	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Bioclast	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Glauconite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.2	0.3	0.3	1.4	1.0	0.0	0.0	0.5	0.6
Matrix	4.0	0.0	2.0	2.8	0.0	10	0.0	3.3	5.8	7.0	2.6	3.0	0.0	4.2	3.4	2.5
Total (%)	86.5	68.7	77.6	12.6	78.3	86.3	77.4	80.7	4.9	89.9	82.7	88.5	89.3	86.3	87.3	2.9
Diagenetic components																
Silica	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0	0.0	2.0	3.5	0.0	0.0	1.0	3.2	0.0	0.8	1.4

Pseudomatrix	3.0	0.0	1.5	2.1	0.3	1.0	0.0	0.4	0.5	5.3	4.0	3.0	0.0	6.6	3.8	2.5
Chlorite	0.0	0.4	0.2	0.3	4.3	0.0	2.5	2.3	2.2	0.0	0.0	1.0	0.0	0.9	0.4	0.5
Iron oxides-hydroxides	1.5	4.1	2.8	1.8	0.3	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3
Undifferentiated clays	0.5	0.0	0.3	0.4	0.0	1.7	4.5	2.1	2.3	3.6	1.7	1.0	0.5	0.9	1.5	1.2
Gypsum	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.5	0.9	0.0	5.3	0.0	0.0	0.0	1.1	2.4
Calcite	0.0	23.8	11.9	16.8	16.8	0.0	3.4	6.7	8.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Feldspar	1.0	0	0.5	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Glauconite	1.0	0	0.5	0.7	0.0	0.0	1.0	0.3	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total (%)	7.0	28.3	17.7	15.1	21.7	8.7	12.9	14.4	6.6	9	11.7	6	3.7	8.4	7.8	3.0
Porosity	6.5	3.0	4.8	2.5	0.0	5.0	9.7	4.9	4.9	1.2	5.6	6.3	7.0	2.0	4.4	2.6
Microfractured grains (%)	1	1	1	0	3	0	2	2.5	1.5	08	10	11	09	06	8.8	1.9
Total rock volume (%)	100	100			100	100	100			100	100	100	100	100		

Table 1cont.

Unit	Sandstone intrusions (SI)																
Sample	53	80A	85	71A	25A	54A	07A	07 B	21A	130	70	40A	38A	119	101	Av.	SD
Siliciclastic components																	
Quartz monocrystalline (Qm)	24.0	20.7	26.7	17.7	23.3	15.3	19.3	21.0	25.3	24.0	23.0	25.0	16.7	19.0	20.0	21.4	3.4
Quartz polycrystalline (Qp)	1.0	1.7	1.3	3.0	1.7	1.7	3.7	2.7	0.0	1.5	1.0	2.3	2.0	2.0	2.0	1.8	0.9
Plagioclase (P)	9.0	5.7	4.7	9.0	10.0	9.0	4.9	8.0	9.0	6.0	7.0	8.0	9.7	8.0	9.0	7.8	1.7
K-feldspar (K)	9.0	6.3	14.0	12.3	10.3	6.7	6.2	9.3	13.0	8.0	9.0	9.3	9.3	9.0	10.0	9.4	2.3
Volcanic lithics (Lv)	8.0	6.0	4.7	9.0	4.3	10.7	8.6	7.7	10.0	6.0	6.0	8.0	8.0	5.0	9.0	7.4	2.0

Table 2 - Recalculated modal point count data for the intrusive sandstones of the TGIC and deposited sandstones of the Kreyenhagen formation, and sandstones of the Lodo and Domengine formations. (Av., average; SD. standard deviation. Grain parameters: Qm =monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; Qt = Qm + Qp; K = K-feldspar; M = phyllosilicates; P = plagioclase; F = K + P; L = aphanitic lithic grains; Lt = L + Qp; Lv = volcanic fragments; Ls = sedimentary fragments; Lm = metamorphic fragments).

Unit	Sample	QmFLt (%)			QtFL (%)			M (%)	QmKP			LmLv Ls (%)		
		Qm	F	t	Qt	F	L	(Bt+Mus)	Qm	K	P	Lm	Lv	Ls
Upper Intrusive Interval	53	32.0	23.0	45.0	32	23	46	6	58.0	21.0	21.0	17.0	22.0	61.0
	80A	36.0	20.0	44.0	37	19	47	3	63.0	19.0	18.0	12.0	18.0	70.0
	85	33.0	22.0	45.0	34	23	44	2.6	59.0	31.0	10.0	7.0	13.0	80.0
	71A	24.0	27.0	49.0	26	27	47	3.7	45.0	32.0	23.0	17.0	24.0	59.0
	25A	33.0	28.0	37.0	34	28	38	4	53.0	24.0	23.0	7.0	16.0	77.0
	54A	24.0	23.0	53.0	25	23	52	2.3	49.0	22.0	29.0	11.0	30.0	58.0
	07 B	31.0	26.0	43.0	35	16	51	6	55.0	24.0	21.0	1.0	29.0	70.0
	07 A	28.0	16.0	56.0	33	26	39	4.9	64.0	20.0	16.0	15.0	22.0	63.0
Lower Intrusive Interval	21A	31.0	27.0	42.0	31	27	42	4.3	53.0	28.0	19.0	7.0	29.0	64.0
	130	35.0	20.0	45.0	36	20	44	3.5	63.0	21.0	16.0	17.0	17.0	67.0
	70	31.0	22.0	47.0	32	22	46	3.5	59.0	23.0	18.0	18.0	18.0	65.0
	40A	36.0	20.0	48.0	38	21	46	5	60.0	21.0	19.0	10.0	21.0	69.0
	38A	23.0	26.0	50.0	25	26	49	1.7	47.0	26.0	27.0	15.0	22.0	63.0
	119	26.0	25.0	49.0	29	23	48	4	51.0	27.0	22.0	19.0	14.0	67.0
	101	25.0	24.0	51.0	27	23	49	4	51.0	25.0	24.0	13.0	23.0	65.0
Av.		29.9	23.3	46.9	32	23	49	3.9	55.3	24.3	20.4	12.0	21.0	66.0
SD		4.5	3.3	4.7	4	3	4	1.2	6.1	3.9	4.7	5.0	5.0	6.0
Parent Units	KS-29A	34.0	22.0	44.0	36	23	42	3	60.0	21.0	19.0	19.0	7.0	74.0
	KS-06	28.0	25.0	49.0	29	24	46	4	49.0	29.0	22.0	35.0	15.0	50.0
	KS-120	29.0	25.0	46.0	30	25	44	5	53.0	26.0	21.0	17.0	23.0	60.0

	KS - 14	38.0	28.0	34.0	38	28	39	8.6	58.0	29.0	13.0	21.0	23.0	56.0
	KS - 99	31.0	22.0	47.0	37	23	41	6.1	57.0	25.0	18.0	5.0	33.0	63.0
	Av.	32.0	24.0	44.0	34	25	41	5.34	55.4	26.0	18.6	19.0	20.0	60.0
	SD	4.1	2.5	5.9	4	2	4	2.2	4.4	3.3	3.5	11.0	10.0	9.0
Domengine Fm.	DG -60C	60.0	24.0	16.0	65	23	15	3	71.0	19.0	10.0	9.0	0.0	91.0
	DG -60B	72.0	19.0	9.0	74	19	7	0	79.0	14.0	7.0	0.0	0.0	100.0
	DG -60A	62.0	19.0	19.0	65	19	16	1.5	76.0	16.0	8.0	4.0	11.0	85.0
	Av.	64.7	20.7	14.7	68	20	13	1.5	75.3	16.3	8.3	4.0	4.0	92.0
	SD	6.4	2.9	5.1	5	3	5	1.5	4.0	2.5	1.5	4.0	6.0	7.0
Lodo Fm.	LD - 32B	49.0	38.0	13.0	49	38	12	3.7	56.0	19.0	25.0	6.0	16.0	78.0
	LD - 32A	43.0	43.0	15.0	44	43	12	1.5	49.0	28.0	23.0	5.0	15.0	80.0
	Av.	46.0	40.0	14.0	47	41	12	2.6	52.5	23.5	24.0	6.0	15.0	79.0
	SD	4.2	3.5	1.4	3	3	0	1.6	4.9	6.4	1.4	1.0	0.0	1.0

Capítulo 6 – Artículo 3

ONLINE MANUSCRIPT SUBMISSION AND PEER REVIEW

The Journal of Sedimentary Research

SEPM Society for Sedimentary Geology

[Journal of Sedimentary
Research Home](#)

[Contact Us](#)

[Tips & Tricks](#)

[Requirements](#)

[Home](#)

Detailed Status Information

Manuscript #	2019-128
Current Revision #	0
Submission Date	18th Sep 19
Current Stage	Initial QC Started
Title	Heavy-mineral assemblages of the Tumey Giant Injection Complex, Central California (USA): implications for hydraulic segregation, mechanical abrasion, weathering and provenance of sandstone intrusions
Suggested Running Title	Heavy-mineral assemblages of the Tumey Giant Injection Complex, California (USA)
Manuscript Type	Research Articles
Corresponding Author	Dr. Gustavo Zvirtes (University of Aberdeen)
Contributing Authors	Prof. Andrew Hurst , Prof. Ruy Phillipp , Dr. Andrew Morton , Dr. Giuseppe Palladino , Dr. Antonio Grippa
Associate Editor	Not Assigned
Keywords	Sand injection complex, heavy mineral assemblages, provenance, hydraulic segregation, wing-like intrusion
Conflict of Interest	No , there is no conflict of interest that I should disclose, having read the above statement.
Ethics statement agreement	Yes

Heavy-mineral assemblages of the Tumey Giant Injection Complex, Central California (USA): implications for hydraulic segregation, mechanical abrasion, weathering and provenance of sandstone intrusions

Gustavo Zvirtes^{1,4}, Andrew Hurst¹, Ruy P. Philipp⁵, Andrew Morton^{2,3}, Giuseppe Palladino⁶, and Antonio Grippo¹

¹*University of Aberdeen, Department of Geology and Petroleum Geology, School of Geosciences, King's College, Aberdeen AB24 3UE, U.K.*

²*HM Research Associates, Ltd, Giddanmu, Musselwick Road, St Ishmaels SA62 3TJ, U.K.*

³*CASP, University of Cambridge, 181a Huntingdon Road, Cambridge CB3 0DH, U.K.*

⁴*Post-graduate Program in Geosciences (PPGGEO), Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Av. Bento Gonçalves, 9500, RS, Brazil.*

⁵*Department of Mineralogy and Petrology, Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, AV. Bento Gonçalves, 9500, RS, Brazil.*

⁶*Dipartimento di Scienze, Università degli Studi della Basilicata, Potenza, Italy*

Abstract: The Tumey Giant Injection Complex (TGIC) (Upper Eocene), is one of two excellently exposed large-scale injection complexes located on the western margin of the San Joaquin Basin, Central California, and is considered an important analogue for subsurface mapping. At Tumey Hill, the TGIC forms an intrusive network (ca. 450 m thick and >2 km wide) of sandstone dikes, sills, injection breccias, and wing-like intrusions developed adjacent to and above sandy channel-fills in the mudrock-rich Kreyenhagen Formation. Physical connection between turbiditic channel-fills (parent units) and sandstone intrusions is proven by field mapping and confirmed by heavy mineral studies. Kreyenhagen parent units and the intrusions are feldspathic litharenites with heavy mineral assemblages indicative of derivation from granitic and low-grade metamorphic terranes attributed to the palaeo-Sierra Nevada. By contrast, heavy mineral assemblages in the underlain lithic arkoses of Domengine Formation have abundant blueschist minerals (e.g. glaucophane and lawsonite) and higher content of pyroxene, interpreted to be derived from erosion of the Franciscan obduction complex to the west, and it didn't contribute sand to the complex. The

intrusive complex has an increase in ultrastable minerals (zircon, tourmaline and rutile) relative to their parent units. Along the wing-like intrusion, the content of less dense minerals (e.g. tourmaline, amphibole, andalusite) and denser minerals (e.g. zircon and monazite) tends to increase away from parent units while epidote dramatically decreases. Concomitant with these trends, higher degree of mechanical damage to heavy minerals is observed. Grains tend to be more abraded and fractured away from parent unit, with rounded and angular shapes and sharp edges, as a result of high-velocity grain collisions during sand fluidization and injection.

Keywords: Sand injection complex, heavy mineral assemblages, provenance, hydraulic segregation, wing-like intrusion.

1. INTRODUCTION

Regionally developed giant sand injection complexes are commonplace in sedimentary basins globally and are now recognised as important hydrocarbon reservoirs (Hurst and Cartwright, 2007; Huuse et al., 2010; Hurst et al., 2016). Sand injection complexes are recorded in many tectono-sedimentary settings (Jolly and Lonergan, 2002), and recognized as potential and prolific hydrocarbon reservoirs (Hurst and Cartwright, 2007), especially in deep-water clastic systems where they form volumetrically significant reservoirs and develop hydraulic continuity in low-permeability successions (Hurst et al., 2005; De Boer et al. 2007; Schwab et al. 2015; Hurst et al., 2015). Injectites form during periods of high pore-fluid pressure in the shallow crust (<1.5 km) that frequently exceeds the local lithostatic gradient. Hydraulic fracturing of the host strata ensues and promotes sand fluidization and injection into a propagating hydraulic fracture system (Vigorito and Hurst 2010; Hurst

et al., 2011). A permeable network of connected sandstone intrusions of varied size and geometry forms, such as dikes, sills, injection breccia, and composite intrusions, within otherwise low-permeability strata (Huuse et al., 2007; Hurst et al., 2011; Jackson et al., 2011). Large-scale injection complexes are readily detectable on seismic data by their discordance with bedding (Molyneux et al., 2001; Duranti et al., 2002; Huuse et al., 2008; Hurst and Vigorito, 2017). They form a complex network of depositional (parent unit) and intrusive bodies into low-permeability strata (e.g. mudstone) creating permeable conduits for fluid migration (Cartwright et al., 2007), influencing reservoir geometry and distribution (Dixon et al., 1995; Duranti et al., 2002; Duranti and Hurst, 2004).

When evaluating sand injection complexes, consideration of other factors other than those associated with depositional systems is required, because of their unique nature of extensive sand remobilization from deposited sediments and injection into hydraulic fractured host strata (Hurst et al., 2017). Discordance can be subtle, as sills often have sub-metre scale discordance with bedding that is challenging to resolve on seismic data, and easily missed even when core is available, sometimes leading to assigning a depositional origin. Challenges when defining lithostratigraphic units also occur because grains from older strata fluidize and inject into younger strata, thereby mixing the mineralogical signature (DeBoer et al. 2007; Hurst et al. 2015). Differentiating sandstone intrusions from depositional sandstone in the subsurface remains challenging and generally poorly understood, in part because of the sparse documentation of km-scale outcrop analogues to create robust geological models (Vigorito et al., 2008; Vigorito and Hurst, 2010; Hurst and Vigorito, 2017). Therefore, the study of large-scale sand injection complexes in outcrop is essential to understand the origin and evolution of the commonly complicated and complex injectite systems.

The majority of the applications of heavy mineralogy (HM) studies to subsurface lithostratigraphy examine depositional hydrocarbon reservoir sandstone sampled in boreholes (Hurst and Morton, 1988; Morton et al., 1989; Mange-Rajetzky, 1995; Morton and Hurst, 1995; Morton et al., 2010). However, analysis of heavy minerals has also successfully supported subsurface correlation in hydrocarbon reservoirs hosted by sand injection complexes (Poulsen et al., 2007; Morton et al., 2014). These studies allowed better definition of the architectural organization of large-scale injectites and the mineralogical variation between depositional and intrusive sandstones that characterize them. Sandstone composition is deeply influenced by processes operating during transport, deposition and diagenesis (Morton and Hallsworth, 1994). In the case of sandstone intrusions, there may be additional compositional and textural modification processes such as hydraulic fractionation and mechanical abrasion and fracturing of minerals caused by sand fluidization and injection (Hurst et al., 2017). Sand injectites record dominantly pervasive turbulent flow forming a variety of internal sedimentary structures (Kawakami and Kawamura, 2002; Duranti and Hurst, 2004; Diggs, 2007; Surlyk et al., 2007; Hurst et al., 2011), promoting erosion of the host strata, hydraulic segregation of grains (Hurst et al., 2017), and high-velocity inter-granular collisions (Scott et al., 2009; Ravier et al., 2015). Therefore, comparison of heavy mineral assemblages and textural features in depositional parent units and related sandstone intrusions gives insight into provenance signatures, petrological variation, and genetic relationships within injection complexes.

Although outcrops of giant sand injection complexes are less widely reported than subsurface examples (Hurst and Cartwright 2007; Hurst et al. 2011; Hurst et al., 2016), they give the best opportunity to develop constrained stratigraphic, structural, and petrological studies (Scott et al., 2013; Zvirtes et al., 2019). Studies of HM from

the outcrop of the regionally-developed Panoche Giant Injection Complex (PGIC) (Hurst et al., 2017), where fluidised sand was injected through more than 1200 m of mudrocks (Vigorito et al., 2008; Vigorito and Hurst, 2010; Scott et al., 2013), demonstrate the utility of heavy mineral assemblages and mineral-chemical stratigraphy when defining relationships between parent units of fluidised sand and related intrusive network.

In this research we apply heavy mineral analysis of another regionally-developed sand injection complex, the Tumey Giant Injection Complex (TGIC), emplaced into slope mudrocks and sandstones of the Kreyenhagen Shale (Eocene). The TGIC is exposed over an area of approximately 100 km² located in the north-western San Joaquin Valley (**Fig. 1**). In this study, the focus is on Tumey Hill area (ca. 2 km²) where the complex is injected into ca. 450 m of mudrocks and bio-siliceous mudrocks forming an intrusive complex of sills, dikes, saucer-shaped intrusions and wings fed by intensely modified slope channel-fills (parent units) (Zvirtes et al., 2019) (**Fig. 2**). The good lateral and vertical continuity exposure of the TGIC, where physical relationships between parent units and sandstone intrusions are demonstrable (cf. Zvirtes et al., 2019), allowed the detailed geological mapping of the complex with excellent stratigraphic correlation between depositional and intrusive units, resulting in a confident sampling to apply heavy mineral analysis for testing relationships between heavy mineralogy and lithostratigraphy. The heavy mineral analysis focused on variations of mineral abundance in mineral assemblages and mineral textures to investigate (1) regional provenance of depositional sandstones (potential parent units), (2) provenance of sandstone intrusions, and (3) derivation of compositional and textural characteristics of heavy mineral assemblages during sand fluidization and injection.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Tumey Giant Injection Complex (TGIC) is hosted in the deep marine mudstones and turbiditic channel-fills of Kreyenhagen Shale (Middle-Upper Eocene) in the ancient forearc basin system of the Great Valley Group (GVG) (Ingersoll, 1982) (**Fig. 1**). During the late Mesozoic the convergent margin of California, generated by subduction of the oceanic Pacific plates under the continental North American plate, created the Great Valley forearc basin, the associated Sierran magmatic arc to the east, and the accretionary wedge of the Franciscan Complex to the west (Dickinson and Seely, 1979; Dickinson, 1981; Bartow and Nilsen, 1990). Provenance analyses of the GVG (Dickinson and Rich, 1972; Ingersoll, 1978a, 1983; Mansfield, 1979), bulk-rock geochemistry (Linn et al., 1991, 1992), and detrital zircon geochronology (DeGraaff-Surpless et al., 2002; Sharman et al., 2015) indicate that the Sierran magmatic arc was the primary source of clastic sediment with minor contribution from the Franciscan terrane (**Fig. 1b**). Most of sediments of the GVG were transported in a south, west and northwest direction and deposited as extensive deep-marine fan deposits (Mitchell et al., 2010). In Paleogene time, the Great Valley forearc was predominantly a slope basin, cut by several large submarine canyons (Dickinson et al., 1979b; Graham and Berry, 1979). In the Neogene, the plate boundary evolved from a convergent subduction system to the transform margin regime of the San Andreas fault system (Atwater, 1970; Graham et al., 1983).

2.1. Stratigraphy

The TGIC outcrops out discontinuously along the east margin of the Diablo Range with a well exposed network of sandstone intrusions associated within the Paleogene sequence of marine deposits of the San Joaquin Basin (Bartow, 1996, Palladino et al., 2016, 2018). The study concentrated on Paleogene sequence of

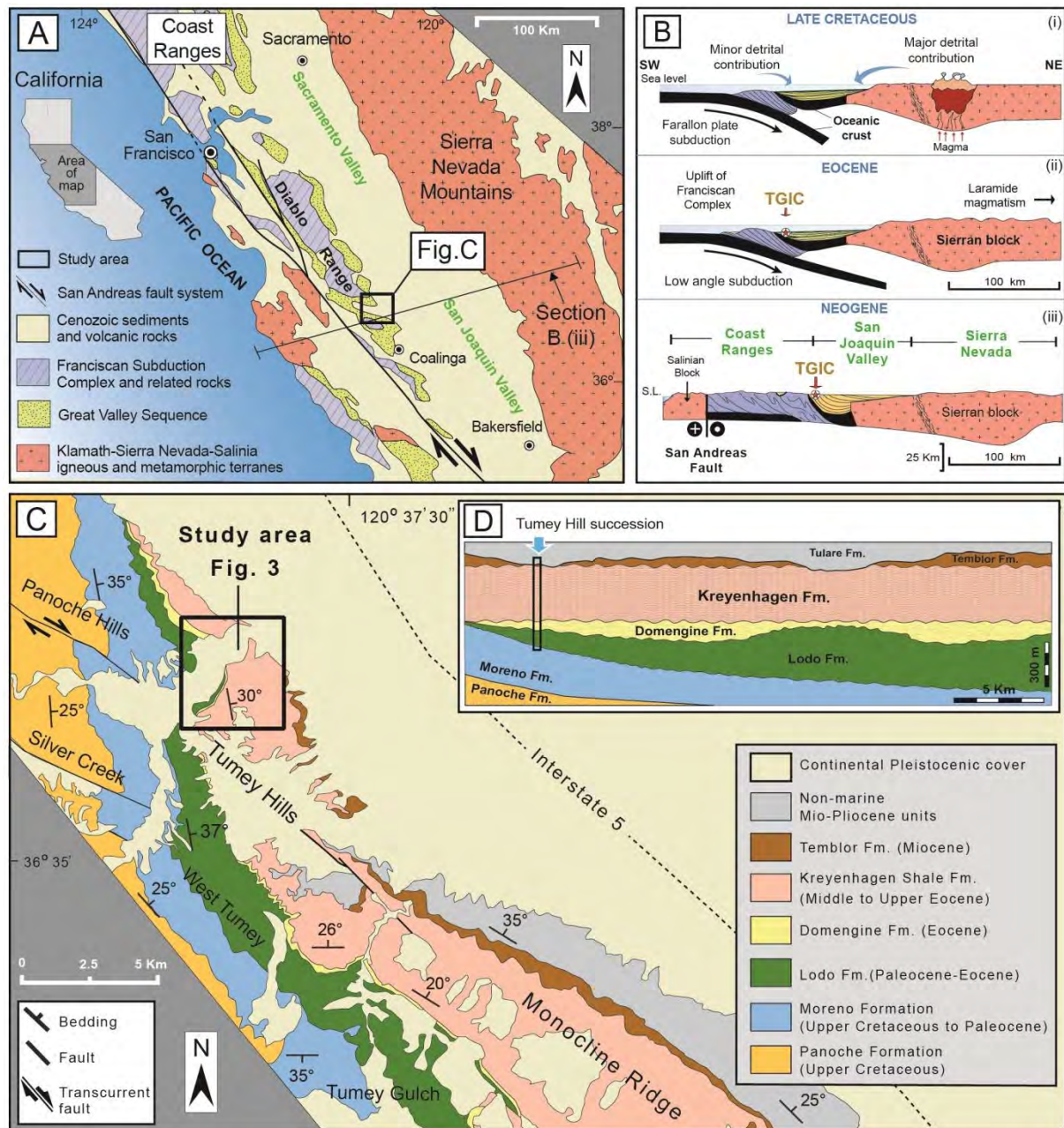


Figure 1: Geological context overview and location and of the study area. a) Simplified geographic and geological map of north and central California. b) W-E geological cross-sections showing the tectonic evolution of the Great Valley forearc basin from Late Cretaceous subduction system to the present transformation regime of the San Andreas Fault system (Modified Dickinson and Seeley, 1979); and the relative position of the Tumey Giant Injection Complex (TGIC) emplaced during Late Eocene. c) Regional geological map of the study area with the relevant stratigraphic units (modified from Bartow 1996). d) Schematic NW-SE section along Tumey and Panoche Hills showing the erosional truncation of progressively older stratigraphic units toward the west-northwest (modified from Schulein, 1993) and the relative position of the Tumey Hill succession.

marine sediments in the Tumey Hill area (**Figs. 1c and 3**). The oldest exposed stratigraphic unit is represented by the upper portion of the Moreno Formation (Upper Cretaceous to Lower Paleocene), which consists of a marine base-of-slope to shelf-

edge sequence dominated by mudstone and turbiditic channel sandstones (Payne, 1951; McGuire, 1988) (**Fig. 2**). This formation hosts the Paleocene Panoche Giant Injection Complex (Vigorito et al., 2008; Vigorito and Hurst, 2010). A regional Late Paleocene unconformity erodes the top of Moreno Fm., which is overlain by Lodo Formation (LF) deposits (McGuire, 1988). The LF (Upper Paleocene to Lower Eocene) consists dominantly of mudrocks, siltstones and arkosic turbidites representing submarine slope to basin floor fans (Nilsen et al., 1974; Todd and Monroe, 1968) (**Fig. 2**). Palaeocurrent data indicate northward transport of sediments (Nilsen et al., 1974). In the Tumey Hill area, the LF comprises a succession of ca. 150 m of mudstones and siltstones intercalated with metre to decametre lenses of turbiditic fans of sub-mature, massive, fine- to medium-grained sandstones.

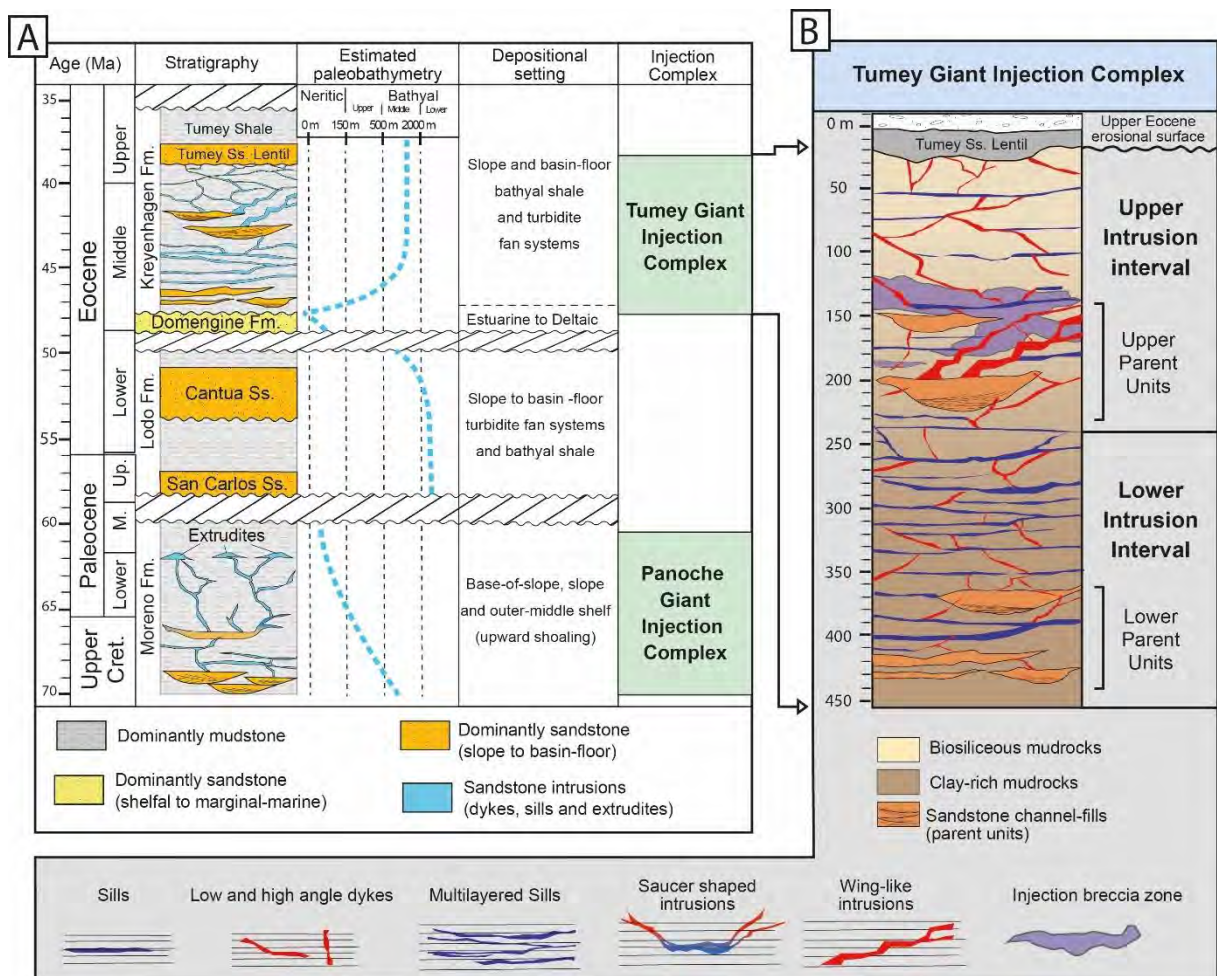


Figure 2: a) Generalized stratigraphic column for the Panoche and Tumey Hills area (modified from Johnson and Graham, 2007 and Sharman et al., 2017) with the architectural organization of the PGIC emplaced during the Early Paleocene into muddy strata of Moreno

Formation (Vigorito and Hurst, 2008), of the TGIC. Abbreviations: Cret., Cretaceous; Fm., Formation; M, Middle; Sh., Shale; Ss., Sandstone. b) Stratigraphic column of Tumej Giant Injection Complex at Tumej Hill area with architectural organization and geometries of the main units of the complex.

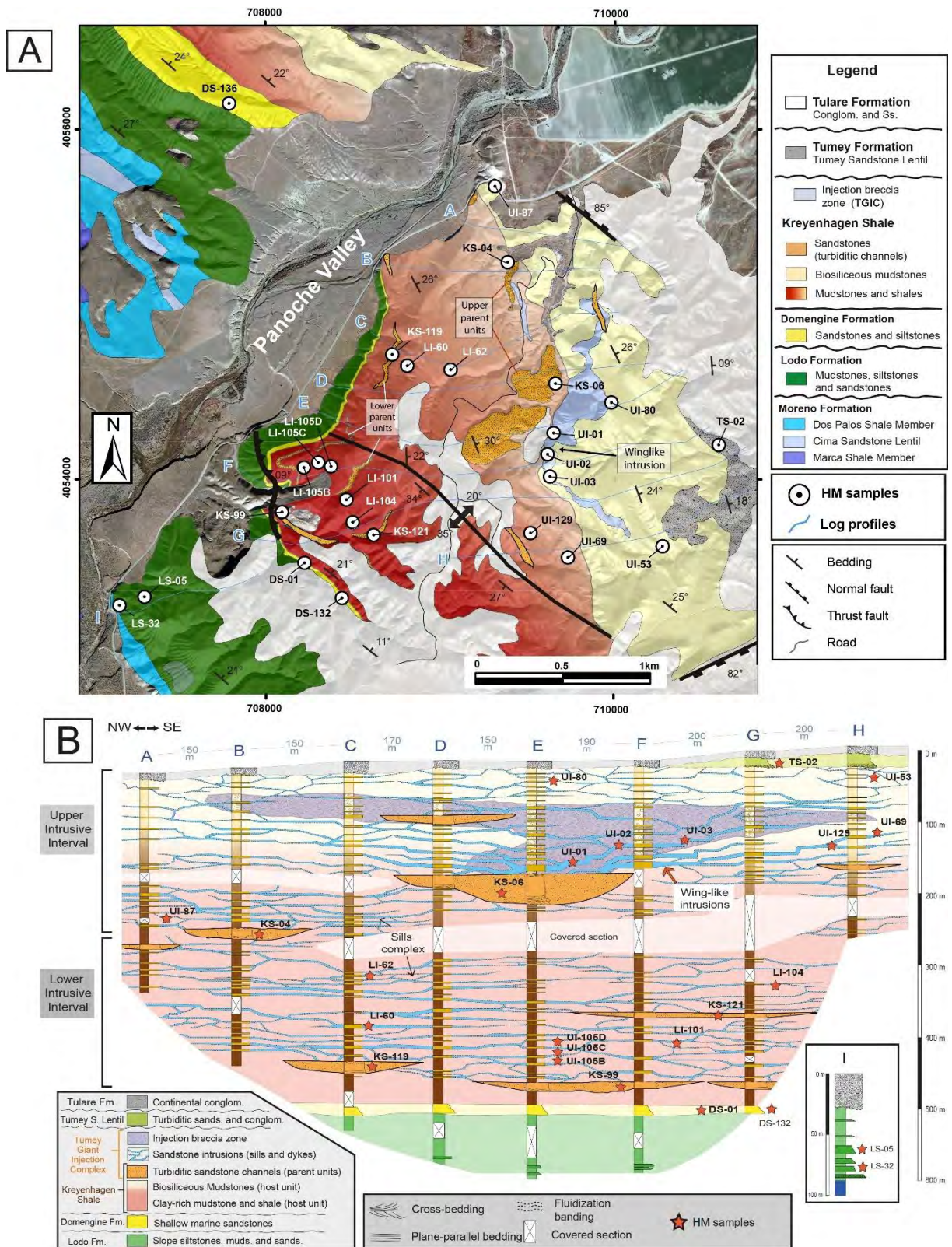


Figure 3: a) Geological map of Tumej Hill area with log profiles presented in (b) and the location of the samples collected for heavy mineral analysis. b) Stratigraphic log sections of

Tumey Hill area with location of samples for heavy mineral analysis. Note that the sandstone intrusions (blue) are schematically correlated for spatial and geometric visualization.

The Middle Eocene Domengine Formation (DF) unconformably overlies the LF marked by an erosive pebbly sandstone bed boundary near the base of the unit. The sandstones of the DF were deposited in deltaic and estuarine environments (Todd and Monroe, 1968; Sullivan and Sullivan, 2012a; Sharman et al., 2017), representing a basal transgressive sandy unit situated underneath the Kreyenhagen Shale (Bartow, 1996). Its deposition reflects a basin-wide shoaling of the San Joaquin Basin associated with tectonic uplift and unroofing of the subduction complex (Moxon and Graham, 1987; Schulein, 1993; Johnson and Graham, 2007). Previous studies suggested that sand is sourced from the Sierra Nevada batholith and its western foothill belt of high and low-rank metasedimentary and meta-volcanic rocks (Thomas et al., 1968). However, many authors infer an important contribution from the San Franciscan Complex to the west (Schulein, 2003; Mitchel, 2000; Sharman et al., 2017).

The DF is overlain by the Kreyenhagen Shale (KS), which was deposited during the middle Eocene by the extensive transgression that affected the majority of the central California margin (Moxon and Graham, 1987) (**Fig. 2**). The KS is a widespread middle to late Eocene bathyal marine sequence of mudstones and shales, diatomaceous shale, and diatomite, with turbiditic channel-fills being part of a major Paleogene slope and basin depositional sequence (Milam, 1985). The deposition of the Kreyenhagen Shale is the second of three highstand sequences from the late Cretaceous to the present day (Bartow, 1996). The majority of the formation is made up of fine grained siliceous and calcareous biogenic shale that was deposited under low-oxygen, deep marine conditions, with minor turbiditic sandstones present throughout the formation (Milan, 1985). These deepwater succession hosts the TGIC, which is structured by the lower and upper levels of

modified turbiditic channels feeding sandstone intrusions of similar composition. These intrusions occur with different geometries and sizes, with a lower intrusive interval of sill complex and an upper intrusive interval with wing-like intrusions, injection breccias, and upper dikes zone (**Fig. 2b**). The uppermost part of the KS and the TGIC is overlain by an erosive unconformity followed by the broad turbiditic fan system of the Tumey Sandstone Lentil (TL) of the Tumey Formation (Atwill, 1935) (**Fig. 2 and 3**). The TL was deposited during the late Eocene to Early Oligocene (Zimmerman, 1944) in a period of shallowing sea level. This Paleogene sequence is eroded and overlain by the Neogene non-marine deposits of conglomerates and sandstones of Tulare Formation (Bartow, 1996).

3. METHODS

The geological mapping entailed sedimentary logging to assess distribution of depositional and intrusive units, and the relationships with the host mudstones. Sandstone samples were collected for petrography and heavy mineral analysis at key sections throughout the area (**Fig. 3**). In total twenty-six samples were collected based on the stratigraphic context and architectural organization of the complex (**Figs. 3 and 5**). They were collected in such a way as to ensure that all major depositional units that could be the potential parent bodies to the complex (Lodo, Domengine and Kreyenhagen formations) along with the intrusive sandstones formed by dikes, sills, and composite intrusions (e.g. wing) would be represented.

Five samples from depositional units underlying the TGIC were collected: two fine-grained arkosic sandstones of the deep marine LF, and three from very fine to fine-grained lithic arkoses of the shallow marine DF. Twenty samples of fine- to medium-grained arkosic litharenites were taken from the TGIC units, including: ten samples from the lower intrusive interval of the complex and ten samples from the

upper intrusive interval. The lower interval is represented by three samples of depositional channel-fills representing the lower parent units, five from sills and two from dikes. The upper interval is represented by two samples from a turbiditic channel-fill (upper parent unit), four from dikes, and four from sills. In this interval four samples were collected from the wing-like intrusions system, and were systematically analysed in order to identify compositional and textural variation along the structure. Finally, one sample from the overlying TL was collected and analysed for stratigraphic contextualization of the complex.

The sandstones were gently disaggregated, cleaned using an ultrasonic probe, and wet sieved in order to capture the 63-125 μ grain size fraction as recommended by Morton (2012). This approach reduces the effects of hydraulic sorting that are prone to affect the entire sand fraction. In the TGIC, sandstone intrusions are predominantly fine- to medium-grained sand, and hence the very fine sand grain size range examined in this study is appropriate. Furthermore, it is crucial that determination of provenance-sensitive parameters is made on a narrow size range in order to minimise the possible effects of grain size inheritance from parent rocks (Morton and Hallsworth, 1994). Separation of heavy-minerals (density >2.8 g.cm⁻³) from the lighter minerals (mostly quartz and feldspar with densities around 2.65 g.cm⁻³) was achieved by gravity-settling using the dense liquid bromoform (density: 2.89 g.cm⁻³). The relative abundance of heavy minerals was determined through an optical microscope by a total of 200 non-opaque detrital grains within each grain mount (Fleet, 1926). Opaque minerals, diagenetic components and minerals with anomalous hydrodynamic behaviour (mica and chlorite) were not included in the mineral counts. Photomicrographs were taken using 20x and 40x optical lenses in plane-polarized (PPL) and cross-polarized (XPL) light.

Provenance-sensitive index measurements such as the apatite:tourmaline index (ATi) and garnet:zircon index (GZi) were calculated following Morton and Hallsworth (1994), with additional parameters defined by Hurst et al. (2017) in the study of the PGIC. These parameters are the zircon:tourmaline index (ZTi), which is potentially controlled by hydrodynamics as well as provenance, plus the total assemblage durability (TAD) and total assemblage hardness (TAH). TAH was determined by assigning a hardness value for all minerals present, multiplying this by the percentage abundance of each mineral, and summing the values to give a measure of the overall hardness of the assemblage (Hurst et al., 2017). Mineral hardness values for each mineral use Mohs hardness scale (from Deer et al., 1992) with midpoint values used where there is a range (**Table 2**). Assemblages with high TAH values have a high content of the hardest heavy minerals. TAD was determined by assigning an arbitrary number to each mineral dependent on its position in the relative stability scheme of Thiel (1940, 1945): 1 for kyanite (least stable) and 10 for tourmaline (most stable) (Hurst et al., 2017). Mineral durability describes the resistance of grains to mechanical degradation during transport. In sandstone intrusions, assemblages are therefore likely to be enriched in resistant minerals such as zircon and tourmaline. Finally, the ZTR index ($100 \times \text{Zircon} + \text{Tourmaline} + \text{Rutile} / \text{total translucent grains}$), of Hubert (1962) was calculated to measure chemical stability.

In order to aid the heavy mineral analysis, we examined primary and diagenetic constituents obtained by quantitative petrographic analysis using the Gazzi-Dickinson method (Zuffa, 1985) counting 300 evenly spaced points per section. Detrital composition and provenance were displayed on Folk (1980) and Dickinson (1985) diagrams respectively. Scanning Electron Microscope (SEM) imaging of heavy minerals was used to complement optical microscopy in order to

examine the textural features of heavy-mineral assemblages. For SEM images, mineral separates were placed onto double-sided tape and a thin carbon coating was used to cover the grains. The coated sample was then placed into the vacuum chamber, within the electron optics column. SEM analysis was completed using an ISI ABT-60 SEM and Link Analytical 10/55S EDX of University of Aberdeen.

4. RESULTS

4.1. *Architecture of the TGIC*

TGIC comprises lower and upper intrusive intervals (**Figs. 3 and 4**) described in detail by Zvirtes et al. (2019). Emplacement of the lower intrusive interval was into predominantly brown clay mineral rich mudrocks (ca. 250 m thick). Sills dominate the intrusive network with stepped, staggered and multi-layered intrusions (cf. Zvirtes et al., 2019). Sills commonly have discontinuous tabular geometry with lower and upper erosive margins. Individually, they are up to 4 m thick but typically occur in the range of 0.5 m to 2 m and extend laterally for tens of meters, connected by thin (<1 m aperture) and short (<3 m long) low- and high-angle dikes (**Fig. 4**). Sand fluidisation has intensely homogenised the tabular and channelized turbiditic channels, which are connected to the sills by dikes. These channels consist of stacked isolated channel-fills, typically 1-4 m and up to 8 m thick, extending laterally for at least tens of meters (limited by cover). They consist of grey, fine to medium-grained arkosic litharenites with low-angle cross bedding and sub-parallel bedding preserved, or partially preserved where disrupted by sand fluidization (cf. Zvirtes et al., 2019; fig. 6). Pebbly sandstones with clasts of mudstone often form basal lags in the channels.

The shift from the lower intrusive interval to the upper intrusive interval is defined by the occurrence of a broader and thicker turbiditic channel (250 m wide and up to 45 m thick), and by a change in geometry of the intrusive network (**Fig. 4**).

Parent units in the upper intrusive interval occur ca. 200 m below the Late Eocene unconformity (**Figs 3 and 4**). Similar to the lower parent units, they comprise turbiditic channels intensely modified by sand fluidization and remobilization processes that disrupt or obliterate primary sedimentary structures and create secondary structures like fluidization banding and lamination (cf. Zvirtes et al., 2019; fig. 6). The upper parent units feed the interconnected intrusive network of sills, dikes and injection breccias that together form asymmetric saucer-shaped intrusions and large wings. The TGIC wing extends for up to 600 m, cutting through up to 100 m of host strata, with individual segments with apertures up to 12 m thick (**Fig. 4**). The geometry and scale of TGIC wing is consistent with similar structures interpreted from seismic data (Huuse et al., 2004), that frequently occur along the margins of saucer-shaped intrusions (Jackson et al., 2011; Hurst and Vigorito 2017; Zvirtes et al., 2019).

Another difference from the lower intrusive interval is the broad development of injection breccias (Zvirtes et al., 2019). Occurrence of injection (mudstone clast) breccia is characteristic of the upper interval, with an irregular discontinuous sub-horizontal distribution, forming a complex network of sandstone intrusions between biosiliceous mudrock clasts similar to the mudstone clast breccia (facies B4) of Duranti and Hurst (2004), reaching up to 100 m thickness and extending laterally hundreds of metres (Zvirtes et al., 2019). A dike-dominated zone with thin (0.1-0.5 m thick) low- and high-angle dikes occurs in the shallowest part of the upper interval,. The late Eocene erosional unconformity, with up to 20 m relief, forms an irregular upper surface to the TGIC, which is filled by turbiditic sandstone of the Tumeey Sandstone Lentil (Late Eocene; **Figs. 3 and 4**).

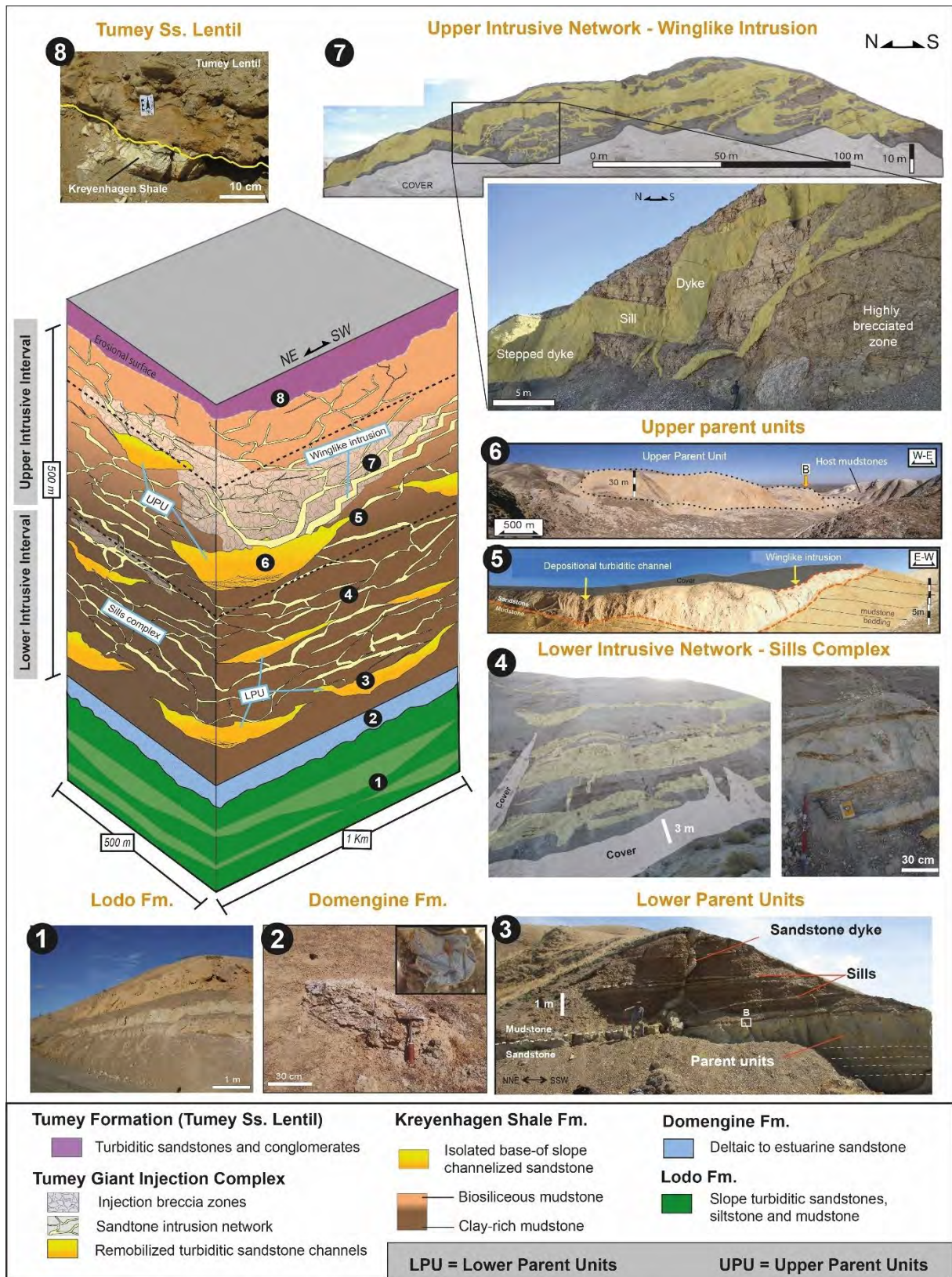


Figure 4: Lithostratigraphy and architectural organization of the TGIC represented by 3D block diagram with respective outcrops (1-8). 1: Outcrop of Lodo Fm. with intercalation of turbiditic sandstones and conglomerates rich in bioclasts, with dark brownish mudrocks. 2: Outcrop of Domengine Fm. with structureless sandstones intensely modified by bioturbation with randomly orientated burrows (top right). 3: Modified depositional turbidite of the Kreyenhagen Shale representing the lower parent units of the complex, with depositional and remobilization structures, overlain by brown clay-rich mudrocks being intruded by dikes and sills that emanate from the turbiditic body. 4: Pictures of multi-layered sill of the Lower

Intrusive Interval. 5: Picture of the upper turbiditic channel feeding a wing-like intrusion discordantly intruding Kreyenhagen Shale mudrocks (right). 6: Panoramic view of the upper turbiditic channel in the upper intrusive interval. 7: Wing-like intrusion outcrop of the upper intrusive interval with detail of the stepped character of interconnected sandstone sills and dikes. 8: Upper erosive contact of the Tumey Sandstone Lentil with the underlain biosiliceous mudrocks and sandstone intrusion of the TGIC.

4.2. Heavy-Mineralogy Assemblages

Using a petrographic microscope and SEM, analysis of twenty-six sandstone samples records the presence of twenty-four heavy mineral species (**Fig. 5; Table 1**). On average of the twenty-six samples analysed, twelve mineral species represent 94.4% of the assemblages, in decreasing order of abundance: epidote (20.7%), zircon (19.9%), titanite (18.7%), garnet (9%), apatite (5.4%), calcic amphibole (5.1%), tourmaline (4.7%), andalusite (4.1%), sodic amphibole (2.9%), pyroxene (2.4%), staurolite (2%), and rutile (2%). Collectively, monazite, kyanite, lawsonite, anatase, allanite, xenotime, and chrome spinel, comprise a further 5.1%. Chloritoid, gahnite (zinc spinel), brookite, pumpellyite are rare components that collectively comprise on average <1% of the assemblages. Individual mineral proportions among samples have significant variation: epidote from 2 to 52.5%; zircon from 2 to 49.5%; titanite from 1.5 to 48.5%, garnet from 1 to 17%, tourmaline from <1 to 17%, sodic amphibole from 0 to 17%, and apatite from 0 to 20.5%.

4.2.1. Depositional sandstones

Lodo Formation (LF). The LF is represented by fine- to medium-grained arkoses with pervasive pore-filling and grain-replacive poikilotopic calcite. In the two samples, five major and seven subordinate heavy minerals are present (**Table 1**). In average, zircon (28%), titanite (24.8%), and epidote (17.8%) dominate, followed by garnet (11.8%) and tourmaline (9.3%). Rutile (3.3%), anatase (1.8%), staurolite (1%), andalusite (1%), apatite (0.8%), sodic amphibole (0.5%), and monazite (0.5%) are

subordinate, with rare calcic amphibole, chrome spinel and allanite. The assemblage, which is rich in titanite, zircon, garnet, apatite, and epidote, suggests that the sediment source terrane includes both metamorphic and igneous rocks, with the igneous sources predominating since the content of metasedimentary minerals such as andalusite, kyanite and staurolite is very low (**Fig. 5**).

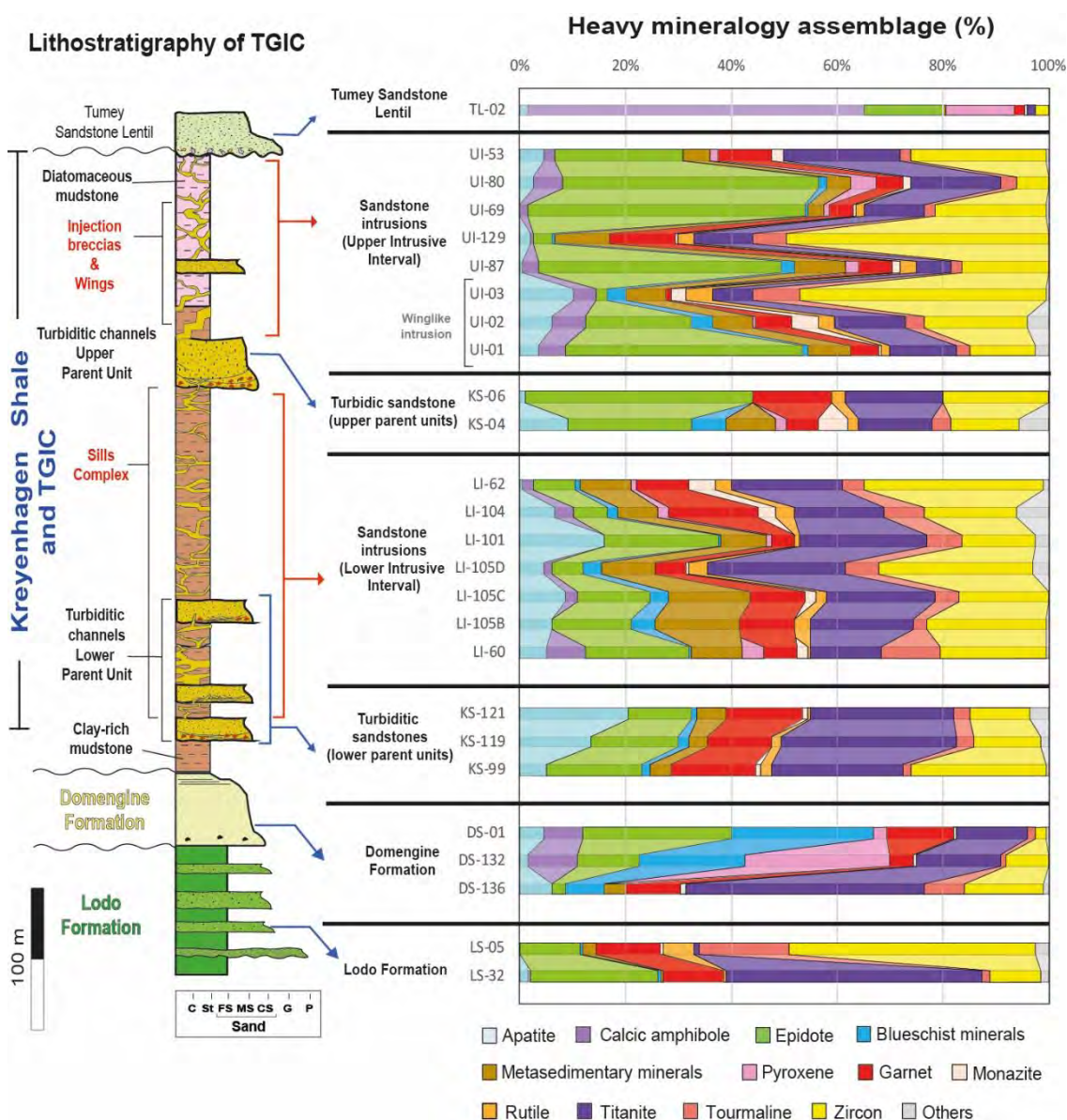


Figure 5: Schematic lithostratigraphic log of Tumey Hill area with the architectural organization of the TGIC (left), and the variations in modal heavy-mineral contents in the Lodo, Domengine, Kreyenhagen formations, the lower and upper intrusive network of the TGIC, and the overlain Tumey Sandstone Lentil.

Domengine Formation (DF). The overlying DF comprises well to moderately sorted, very fine to medium-grained lithic arkoses. Similar to the underlying LF, the sandstones in the DF have pervasive pore-filling calcite cement and partial dissolution of primary constituents such as quartz and feldspar. The heavy mineral assemblages in the three samples have an average composition rich in titanite(24.8%), epidote (14%), pyroxene (10%), sodic amphibole (9.3%), garnet (9.2%), zircon (8.3%), lawsonite (7.7%), garnet (7.7%), calcic amphibole (5.7%), with subordinate apatite (4%), tourmaline (3.3%), pumpellyite (1.2%), andalusite (1%), rutile (0.7%), staurolite (1%), and anatase (1%), with rare allanite, chrome spinel, brookite and chloritoid (**Table 1**). This assemblage, being relatively rich in sodic amphibole, lawsonite, pumpellyite, and pyroxene, indicates an important contribution from blueschist and basic igneous rocks. Absence of sandstone intrusions or fractures linking the DF with the overlain channel-fills of the Kreyenhagen Shale (KS) is a lack of physical evidence for the Domengine acting as a parent unit for sand or fluid associated with formation of the TGIC (**Fig. 4**).

Kreyenhagen Shale (KS). Samples from the lower and upper turbiditic channel-fills of KS are compositionally and texturally immature, poorly to moderately sorted, very-fine to medium-coarse grained feldspathic litharenites. They are rich in sedimentary lithoclasts and, to a lesser extent, volcanic and low-grade metamorphic fragments. Pervasive pore-filling gypsum and mechanical compaction are the main diagenetic characteristics. The heavy mineral assemblage of the channels is dominated by titanite (23.5%), epidote (22.6%), zircon (16.5%), garnet (12.7%) and apatite (9.8%), with subordinate tourmaline (2.9%), sodic amphibole (2.8%), monazite (2.5%), staurolite (2.5%), andalusite (2.3%), rutile (1.8%), allanite (1.4%), and kyanite (1.2%) (**Table 1; Figs. 5**). Pyroxene, calcic amphibole, anatase and xenotime contents are less than 1%. This assemblage contrasts with the underlying DF on the basis of

higher proportions of epidote, garnet, zircon, tourmaline, apatite, monazite, kyanite, andalusite and staurolite, and much lower contents of pyroxene, sodic amphibole, and calcic amphibole (**Fig. 5**). The Kreyenhagen HM assemblage is typical of low-grade metamorphic and granitic sources, likely derived from the palaeo-Sierra Nevada terrane which will be discussed ahead.

Tumey Sandstone Lentil. The Tumey Sandstone Lentil (TL) overlies and infills the topography formed by the unconformity that erodes the top of the Kreyenhagen Shale and the TGIC (Fig. 4). Heavy minerals in the TL (one sample) are predominantly calcic amphibole (63.5%), epidote (15%), and pyroxene (13%), with subordinate zircon (2.5%), garnet (2%), titanite (1.5%), and apatite (1.5%), and rare rutile, tourmaline, staurolite, monazite, sodic amphibole, and anatase. This heavy mineral assemblage is completely different from those encountered in the older units, suggesting derivation from a different source terrane and/or sediment routing system.

4.2.2. Intrusive sandstones of the TGIC (sills and dikes)

Sandstone intrusions have similar composition to the turbiditic sandstone in the KS. They comprise compositionally and texturally immature, moderately sorted, fine- to medium-grained feldspathic litharenites rich in sedimentary, volcanic and low-grade metamorphic fragments. Compaction forming pseudomatrix followed by pore-filling gypsum cementation are the main diagenetic features. The average of the heavy mineral assemblage is dominated by zircon (23.4%), epidote (22.1%), and titanite (16.2%), with subordinate garnet (7.8%), andalusite (5.2%), apatite (5.1%), and tourmaline (4.9%), with minor calcic amphibole (3%), staurolite (2.4%), rutile (2.2%), sodic amphibole (1.9%), monazite (1.9%), pyroxene (1.3%), and kyanite (1.2%), and rare allanite, anatase, chrome spinel, and xenotime (**Table 1**). This HM assemblage is very similar to the assemblages in the KS sandstones, and contrasts

with the sandstones in the underlying Domengine and Lodo formations, and that of the overlying Tumey Sandstone Lentil (**Fig. 5**). Therefore, the derivation of sand that fluidised and injected into TGIC was from depositional sandy channel-fills in the Kreyenhagen Shale, a relationship already proven by field mapping and petrographic analysis (Zvirtes et al., 2019).

4.3. Mechanical Stability (TAH and TAD)

Evaluation of the mechanical stability of the HM assemblages in the TGIC followed the methods of Hurst et al. (2017), specifically using total assemblage hardness (TAH) and total assemblage durability (TAD).

The lower and upper parent units of the TGIC have uniform TAH with a mean value of 643 (range 613–681) (**Fig. 6**). The lower intrusive network, mostly comprising sills, have mean values of 633 (range 612-645), while the upper intrusive interval, which is a sill and dike complex, have a mean value of 648 (range 621-686). Overall there are slightly lower values of TAH in the lower intrusive complex than in the upper intrusive complex. This slightly differences suggests that fluidization and injection of sand did not cause expressive preferential loss of less mechanically stable grains inside the intrusive sandstones. It contrasts with the trends reported in the PGIC (Hurst et al., 2017) where sandstone intrusions have significant higher values of TAH than in the associated parent units.

TAD is slightly higher in the sandstone intrusions relative to all parent units (**Fig. 6**), indicating that the more durable minerals are concentrated in the intrusions. Abundance of zircon, tourmaline and titanite, which are more abundant in the sandstone intrusions relative to the parent units (**Fig. 5**), strongly influence TAD. Although studies of heavy-mineral durability are limited (Thiel 1940, 1945), zircon,

tourmaline and titanite are some of the most resistant to mechanical abrasion and tend to resist sand injection processes and concentrate into intrusions.

4.4. Hydrodynamic behaviour (ZTi)

Grain size and density are the major controlling factors in hydrodynamic behaviour and cause heavy minerals to behave differently from quartz and feldspar grains during sedimentation (Garzanti et al., 2008; Morton, 2012; Hurst et al., 2017). Mineral grains with similar hydraulic properties will share similar transport and depositional trends (Morton and Hallsworth, 1994). Therefore, it is possible to assess the effects of hydrodynamic fractionation. The hydrodynamic behaviour of heavy minerals during sand injection can also induce selective concentration of heavy minerals (Kazerouni et al., 2011). In this study, the influence of grain size on the hydrodynamic behaviour of heavy minerals is minimised by analysing a single size fraction (63–125 μm mean diameter) and by comparing ratios of minerals with similar and contrasting density (**Table 2**).

The ratio of zircon to tourmaline (ZTi) is particularly useful to evaluate hydraulic segregation because both minerals are ultrastable during weathering and diagenesis (Morton and Hallsworth, 1999), but have contrasting density (zircon 4.6–4.7 g cm^{-3} , tourmaline 3.06 g cm^{-3}). Zircon and tourmaline are also very stable during burial diagenesis and weathering, thus making them ideal for hydrodynamic analysis (**Table 2**). In TGIC, ZTi values increase slightly from parent units into adjacent intrusions (**Fig. 6**). A similar but more expressive trend occurs in the intrusive complex of the PGIC where there is a marked increase in ZTi from parent units to sandstone intrusions (cf. Hurst et al., 2017, fig. 10). However, the uppermost portion of the TGIC, which is dike dominated, has slightly lower values of ZTi (**Fig. 6**), which records fluidized sand being increasingly less able to sustain the transport of (denser)

zircon relative to tourmaline. In both injection complexes, the lower buoyancy of zircon relative to tourmaline corresponds to a decrease in pore fluid pressure upward in the injection complex from the base of the sill zone (Vigorito and Hurst, 2010). The differences in ZTi indices in depositional sandstone from the Lodo and Domengine formations, and Kreyenhagen Shale, can be considered a function of changes in sediment provenance with possible modification by hydraulic conditions during deposition.

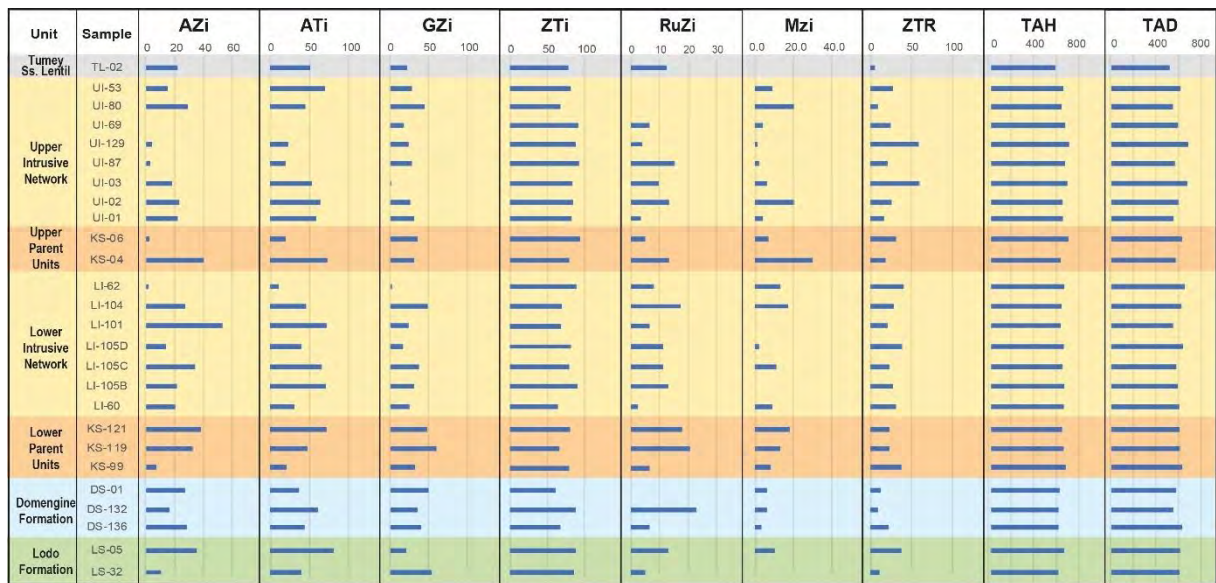


Figure 6: Comparisons between parameters controlled by provenance and hydrodynamics (ZTi, AZi, ATi, GZi, MZi and RuZi), chemical stability (ZTR), and mechanical stability (TAH, TAD) in depositional sandstones and sandstone intrusions of the TGIC.

4.5. Chemical stability (ZTR index)

Chemically stable heavy minerals are important mineral species to evaluate the degree of diagenetic and weathering conditions of sandstones. The ZTR index (Hubert 1962) is a widely used index for estimating the chemical stability of heavy mineral assemblages. As a rule, high ZTR is derived from repeated terrestrial weathering and recycling of detritus from siliciclastic sediments or low grade metasediments), while low ZTR typically characterise first cycle sediment (Remus et al., 2018). In the context of sandstone intrusions, the ZTR index is a good indicator

of chemical stability, even when post-injection deep weathering occurred (Hurst et al., 2017).

ZTR in the TGIC is slightly higher in sandstone intrusions than in the parent units, indicating that the intrusive complex contains higher abundances of stable minerals than its related parent units (**Fig. 6**). A similar relationship is known from the PGIC where ZTR is significantly higher in sandstone intrusions than in parent units (cf. fig.10 in Hurst et al., 2017). This trend is clearly visible in the TGIC wing, where a progressive increase in zircon, tourmaline and rutile occurs from the parent unit (sample KS-06) to the shallowest part of the wing (sample UI-03) (**Fig. 7**). Neogene exhumation and recent weathering are unlikely to have caused the contrast in ZTR because intrusions and parent units are adjacent. A slightly different diagenetic history is inferred, which occurred at temperatures not high enough to convert opal A in the bio siliceous mudstone into opal CT, perhaps <40°C.

In the Tumey wing-like intrusion, SEM images indicate that epidote, titanite, garnet and staurolite in sandstone intrusions have more weathering features than in their parent units (**Fig. 8**). Dissolution and corrosion for instance imply that since their emplacement, the intrusions experienced more effective flux of dilute aqueous fluid than occurred in the parent units.

4.6. Wing-like Intrusion system

The Tumey wing-like intrusion occurs in the upper intrusive interval of the TGIC (Zvirtes et al., 2019) within a lateral exposure of >1 km that at the base, exposes a depositional turbiditic channel-fill (parent unit) from which emanates laterally and upward a system of low-angle dikes and sills that form an impressive wing-like intrusion (**Fig. 7**). The wing is emplaced into predominantly biosiliceous mudrocks transecting at least 100 m of vertical section and extending laterally for

more than 600 m (**Fig. 7**). Heavy mineral assemblages from four samples allowed the investigation of HM assemblages variations along the wing: one from the upper parent unit (sample KS-06), and three samples (UI-01/UI-02/UI-03) spaced ca. 100 m from each other along the wing (**Fig. 7a**). Sample UI-01 is from the lowermost section of the wing, while sample UI-02 is from the middle sector, and sample UI-03 the shallowest part of the structure.

Excluding minor calcic amphibole, all other heavy minerals present in the parent unit are present throughout the wing. Minerals with similar hydraulic properties such as apatite and tourmaline, have higher relative abundance toward the top of the wing. Intermediate density andalusite, epidote and titanite decrease in abundance upward. With higher density (3.1-4.3 g/cm³) relative to andalusite, apatite, calcic amphibole, epidote, sodic amphibole and tourmaline, garnet is expected to undergo hydraulic segregation and become less abundant upward through the intrusion. Garnet is common in the parent unit but decrease rapidly into the wing and is absent at the shallowest part of the structure (**Fig. 7c**). Overall, the data indicate the effects of density segregation of the denser garnet grains relative to the much lighter tourmaline and apatite grains as the injectites travels upwards. Among denser minerals (Table 2), monazite (5.0-5.3), zircon (4.6-4.7 g/cm³), and rutile (4.23 g/cm³) increase in relative abundance from the base of the intrusion to the top (Fig 7). The main pattern observed is a decrease in epidote and garnet while all other minerals tend to increasing. We believe is that these minerals are decreasing because of dissolution processes recorded by the SEM images displaying dissolution features.

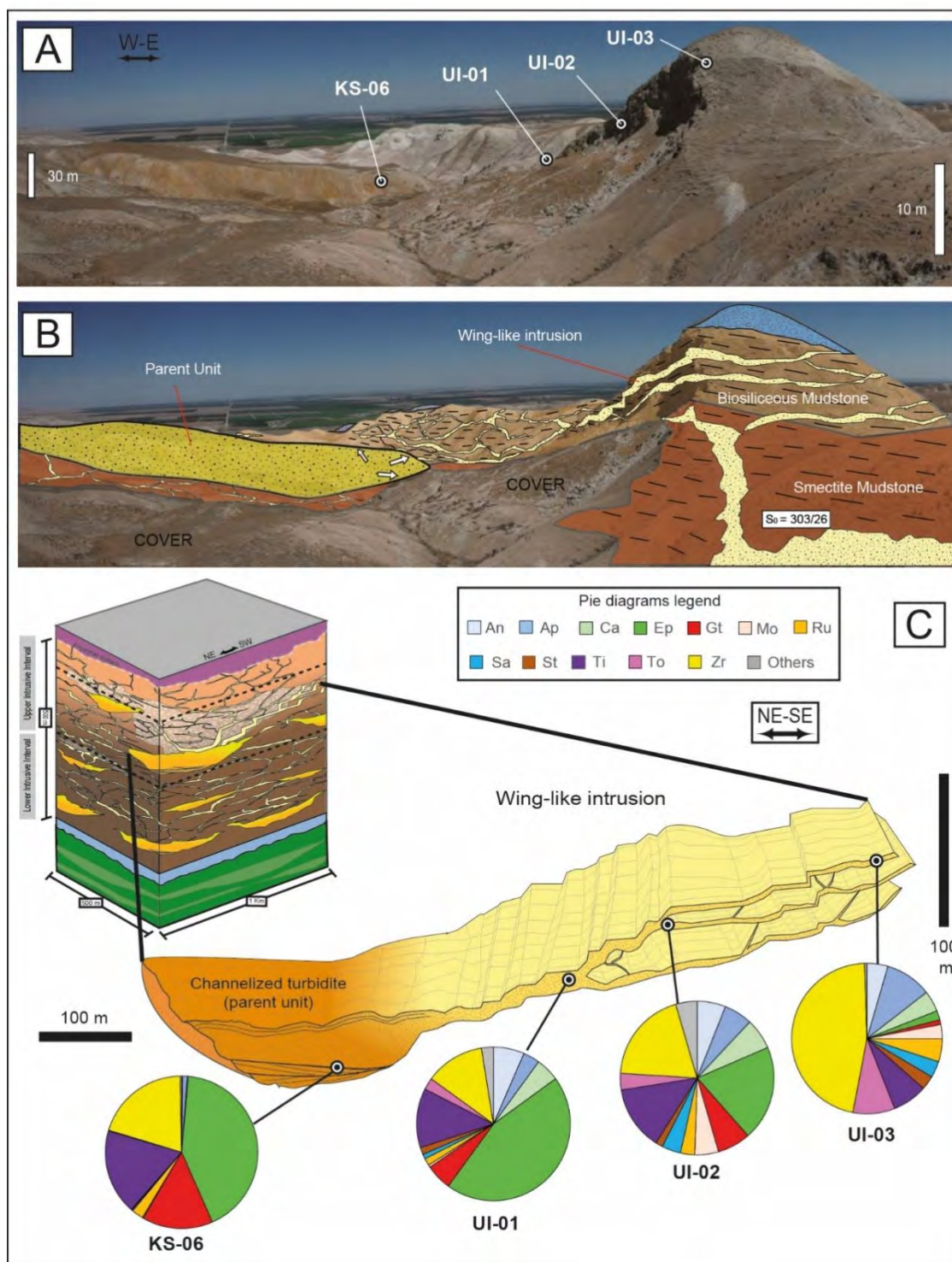


Figure 7: Heavy mineral analysis of the wing-like intrusion system. a) Panoramic view of the upper intrusive interval of the TGIC with location of the samples analysed. b) Geological interpretation of (a). c) Schematic 3D sketch of the wing-like intrusion and related parent turbiditic channel of the TGIC, with the pie diagrams representing the percentage of heavy minerals of each sample. An, andalusite; Ap, apatite; Ca, calcic amphibole; Ep, epidote; Gt, garnet; Mo, monazite; Ru, rutile; Sa, sodic amphibole; St, staurolite; Ti, titanite; To, tourmaline; Zr, zircon.

4.6.1. Heavy Minerals textures

Minerals that are highly resistant to mechanical abrasion and chemical weathering (e.g. zircon, rutile, tourmaline), retain much of their primary morphological features as they pass through the sedimentary cycle (Mange and Wright, 2007). Therefore, they are useful to evaluate textural modifications during hydrodynamic flow. On the other hand, surface textures of less stable minerals (e.g. titanite and epidote), are more prone to the effects of diagenetic processes (**Table 2**). Therefore, identifying textural changes in these minerals as a result of hydrodynamic effects is more challenging.

Qualitative HM petrography and SEM analysis revealed significant surface textural modification of grains in the Tumey wing (**Figs. 8 and 9**). In the parent unit (sample KS-06), zircon grains contain various forms and textures. We identified zircon grains with: (1) euhedral prismatic shapes with varied elongation:width ratios, slightly rounded terminations, and linear fractures with minor pitting; (2) angular broken zircon grains; and (3) rounded grains with internal zonation (**Fig. 8**). The variety in zircon morphology reflects differences in source rocks and/or degree of recycling of sedimentary grains (Morton and Hallsworth, 1999), although the majority of zircons seen in the parent unit are believed to be of first-cycle zircon. In the sandstone intrusion along the wing (samples UI-01 and UI-03), zircon grains are predominantly fragmented, commonly with sharp and jagged edges and intensely fractured surfaces (**Figs. 8 and 9**).

Tourmaline grains record a morphological progression from the parent unit (HM-06) to the top of the wing intrusion (UI-03). The majority of tourmaline grains in the parent unit either have prismatic, straight-sided grain morphologies, or occur as broken fragments with sharp and angular corners (**Figs. 8 and 9**). In the sandstone intrusions it is possible to observe an increase in the degree of grain damage

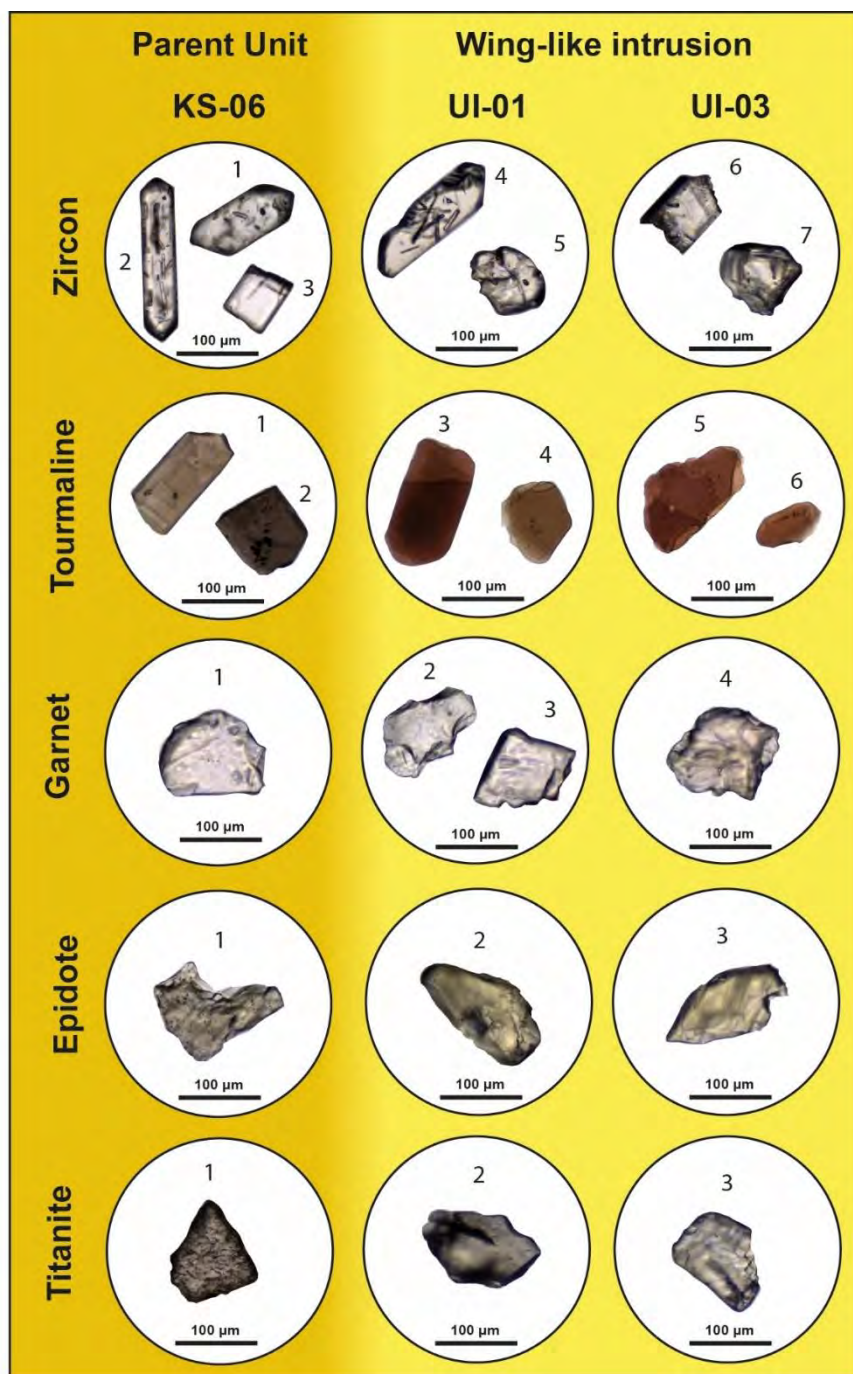


Figure 8: Photomicrographs of selected HMs from wing-like intrusion system (sample KS-06 from upper parent unit, and samples UI-01 and UI-03 from the lower and upper portion of the wing, respectively). All images show plane-polarized light (PPL) views. Zircons: 1 and 2 – euhedral prismatic zircon grains with inclusions; 3 – fragment of broken zircon grain; 4 – euhedral prismatic zircon with inclusions; 5 – round zircon with intergranular fractures. 6 – broken zircon fragment; 7 – rounded zircon with internal zoning. Tourmaline: 1 – grain with prismatic habit and angular terminations; 2 – stubby tourmaline grain with angular corners. 3 – tourmaline with prismatic habit and rounded edges; 4 – sub-rounded fragment of tourmaline. 5 – Angular tourmaline with fractured edges and thinning of the grain boundary; 6 – tourmaline with sub-rounded shape, becoming almost egg-shaped, with a reduction in size. Garnet: 1- colourless and pink sub-rounded garnet; 2 and 3 – Angular garnet grains with

irregular shape and fractured edges. 4 - angular garnet with irregular shape and fractured edges. Epidote: 1 – Vary angular epidote with irregular and fractured edges; 2 and 3 – Sub angular epidotes with rounded and fractured edges. Titanite: 1 - angular titanite with dissolution textures across grain; 2 and 3 – titanite grains with angular shape and irregular edges. Photomicrographs taken by Rachel Hardman and Andrew Morton.

features with angular to sub-rounded grains of platy tourmaline displaying irregular edges and fractured faces, and with a relatively higher proportion of smaller grain size particles (**Figs. 8 and 9**). On the other hand, among garnet grains, there are no expressive morphological changes from parent unit to intrusions, both comprising angular to sub-rounded shaped crystals with fractured faces and dissolution textures. However, the higher degree of fracturing on garnet surfaces of sandstone intrusions indicates more intense mechanical abrasion (**Figs. 8 and 9**). Staurolite grains present irregular and angular morphology with conchoidal fractures and minor surface etching in both parent unit and intrusions. However, similar to garnet and tourmaline grains, staurolite presents a high degree of grain damage in sandstone intrusions by very irregular edges, multiple conchoidal fractures and etched-pits (**Fig. 9**).

Among less stable minerals, epidote in the parent unit present angular to sub-angular shapes, with irregular and broken surfaces with extensive dissolution (**Figs. 8 and 9**). This behaviour is also observed in the sandstone intrusions along the wing where grains also present sub-angular shape, with smoothed edges and etched surfaces **Fig. 9**. Titanite have similar textures in the parent units and the sandstone intrusions, commonly presenting angular to sub-angular morphology with fractures and surface pitting by dissolution (**Fig. 9**). However, a slight degree of roundness is observed in the upper portion of the wing.

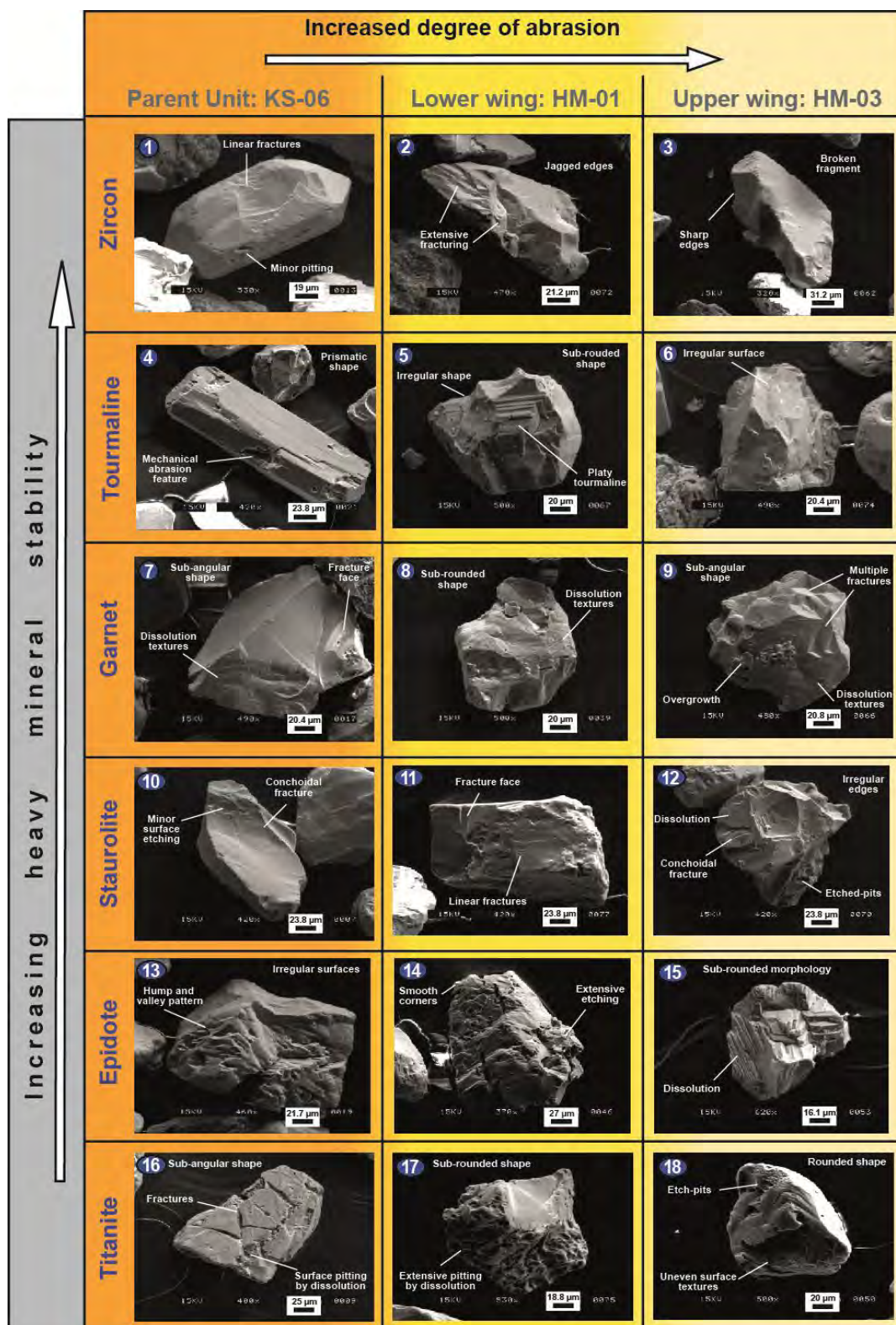


Figure 9: SEM images of heavy minerals from the wing-like intrusion system (upper parent unit and intrusions) of the upper intrusive interval of the complex (picture in SE mode): 1 - Euhedral prismatic zircon with linear fractures and minor pitting; 2 - Zircon fragment with jagged edges and intensely fractured; 3 - Broken fragment of zircon with sharp edges; 4 - tourmaline with slender prismatic shape with mechanical abrasion features; 5 - Sub-rounded grain of platy tourmaline with irregular edges; 6 - Tourmaline with stubby and sub-rounded morphology; 7 - Sub-angular grain of garnet (spessartine) with fractured faces and dissolution textures; 8 - Sub-rounded garnet with irregular edges and dissolution textures; 9 - Sub-rounded garnet (spessartine) with irregular edges, multiple fractured faces, dissolution

features and overgrowths; 10 - Staurolite with irregular and angular morphology with conchoidal fractures and minor surface etchings; 11 - Staurolite with angular shape and fractured surfaces; 12 - Staurolite with sub-rounded to sub-angular shape, presenting irregular edges, conchoidal fractures and minor dissolution features; 13 - Epidote with sub-angular shape, presenting rounded and irregular surface, with surfaces with hump and valley patterns and smooth indentations; 14 - Sub-angular epidote with irregular morphology, smoothed edges and extensive etching; 15 - Sub-angular to sub-rounded grain of epidote with dissolution features; 16 - Sub-angular titanite with fractures associated with grain-to-grain collisions and surface pitting by dissolution; 17 - Sub-rounded titanite with extensive pitting by chemical dissolution; 18 - Rounded titanite with wide textural variability by mechanical and diagenetic processes.

5. DISCUSSIONS

5.1. Processes controlling heavy minerals variations of the TGIC

The geological processes and mechanisms that control and modify the assemblages and textures of heavy minerals occur during weathering and erosion of sources terranes prior to incorporation into the transport system, mechanical breakdown and hydraulic processes during transport and final deposition of sediments, weathering during periods of alluvial storage on floodplains, diagenesis during burial, and eventual weathering at outcrop (Morton and Hallsworth, 1994; Morton and Hallsworth, 1999; Morton and Hallsworth, 2007). Where sand injectite systems are developed, geological processes related to sand fluidization, remobilization and injection should be taken into account when evaluating heavy mineral composition and textures.

As in sedimentary sandstones where physical sorting, mechanical abrasion and dissolution (Morton and Hallsworth, 1999) are among the main processes affecting heavy mineral assemblages, the same processes can also influence heavy minerals during injectite formation. Sand injectites imply mechanisms of fluidization and remobilization of deposited sediments and injection into host rocks by which sand is transported from parent sandstone units and injected into hydrofractures (Duranti and Hurst, 2004) by the suspension of sand-size grains by drag forces imparted by upward fluid-flow. During sand injection, turbulent and laminar flow are

implicated (Hurst et al., 2011; Cobain et al., 2017) with the fluid velocity significantly higher than the minimum fluidization velocities as a condition to fluidization to occur (Duranti and Hurst 2004; Duranti 2007; Hurst et al., 2011). When sand-grade grains fluidise and move during sand injection, additional processes affect individual heavy mineral grains and assemblages. Physical sorting is a consequence of the hydrodynamic conditions operating during normal transport and deposition, but also during sand fluidization and injection, and controls both absolute and relative abundance of heavy minerals. Grains are subject to highly turbulent flow (Hurst et al., 2011) and hydraulic segregation of mineral species occurs (Hurst et al., 2017).

In the case of the TGIC, the fluid column transported most of the heavy minerals was at least ~450 m high, from near the base of the lower parent units to the top of the complex (Fig. 3). In the TGIC physical sorting of heavy minerals is recorded from parent units to the intrusive sandstones. Relative low-density heavy minerals such as tourmaline, amphibole and andalusite tend to increase content in the sandstone intrusions (Figs. 5 and 10), while intermediate density HM (e.g. garnet, titanite and epidote) tend to decrease content. Denser mineral such as monazite, rutile and zircon present a varied behaviour, with zircon tending to increase content away from parent units and rutile and monazite varying throughout the complex. These patterns are in part also observed in the PGIC with a marked increase in the zircon content in the intrusive complex and in lower density heavy minerals (cf. Hurst et al., 2017, fig. 3).

Overpressured fluid and sand under highly turbulent flow conditions can promote intense mechanical breakdown of grains by a combination of fracturing and abrasion by high velocity intergranular collision (Scott et al., 2009). This causes a continuous reduction in average grain size and textural modification of individual grains. This relationship is observed in the TGIC where there is a higher degree of

abrasion and fracturing of heavy minerals from parent units and sandstone intrusions (**Figs. 8 and 9**). In the TGIC wing-like intrusion, both diminution of the HM grain size (e.g. tourmaline grains) and an increasing degree of abrasion and fracturing can be traced along the wing body (**Figs. 8 and 9**).

Fluidized sand during injection constitutes fluid pathways throughout the fracture network forming permeable conduits in predominantly low permeability strata. Because sandstone intrusions create high permeability networks in previously low-permeability host strata, they form effective conduits for more effective fluid migration that may enhance diagenetic cementation (Jonk, 2010) or may facilitate mineral dissolution in the near surface during periods of deep weathering (Hurst et al., 2017). Dissolution can cause partial or complete loss of heavy minerals in response to changing geochemical conditions in pore fluids (Hurst and Morton, 2001). Diagenesis and weathering modify heavy mineral assemblages in sandstone intrusions. In the TGIC the intrusive network tends to increase in stable minerals (ZTR) in comparison with related parent units (**Fig. 6**), indicating a higher degree of weathering of less stable minerals inside sandstone intrusions. This relationship is also observed in the PGIC where intrusive sandstones present higher ZTR values, associated with intense dissolution of less stable heavy minerals during weathering (Hurst et al., 2017).

5.2. Relations between parent units and sandstone intrusions

Relationships between sandstone intrusions and their parent units are relevant in subsurface geological evaluation because they provide direct evidence of a permeable network between sand injection complexes and larger depositional parent units. In oilfield development, the presence of an underlying permeable aquifer is critical to maintaining pressure support during production (Briedis et al., 2007; Purvis et al., 2002; Satur et al., *in press*). Parent units determine the composition and grain

size of sandstone intrusions, and implicitly source the heavy minerals. Matching heavy minerals from intrusions with parent units is routinely successful in several sand injectite oilfield studies and documented in the Greater Forties area (UK continental shelf, Morton et al., 2014). Prior to this study, the only similar relationships in outcrop exposures were evaluated using a section from the PGIC (Hurst et al., 2017). The PGIC study validated relationships between parent units and intrusions, in particular identifying a single regionally developed parent unit for sand and differentiated it from other potential parent units based on varietal mineral analysis. Outcrop data help substantiate subsurface studies because the latter only infer parent unit to intrusion relationships, both physical and mineralogical. Other outcrop studies map parent to intrusion relationships and include direct evidence of provenance using compositional data (Ross et al., 2014; Ravier et al., 2015) but have limited relevance as subsurface analogues because of uncharacteristic geometry (pipes) and lack of extensive high-quality exposure, respectively. By contrast, the PGIC has extensive high-quality exposure that allows accurate relationships between parent units and intrusions to be mapped and is similar to many subsurface scenarios (Briedis et al., 2007; Schwab et al., 2014; Hurst et al., 2016; Hurst and Vigorito, 2017). TGIC has similar relevance to the PGIC, but with multiple depositional sandstones acting as parent units within the injection complex (Zvirtes et al., 2019).

Heavy mineral assemblages in the KS lower and upper parent units are similar (**Figs. 5 and 10**) with only small differences, related to minor changes in transport and depositional history, possibly caused by variations in residence in the drainage basin (Hurst and Morton, 2001), differential weathering, rates of deposition and hydrodynamic fraction, and possibly minor changes in characteristics of the source terrane (Hurst and Morton, 2013). Relative abundances of heavy minerals in sandstone intrusions are similar to their abundances in parent units (**Fig. 10**).

However, proportions of zircon, epidote, titanite, and garnet in the parent units in the upper intrusive interval are higher than the proportions of the same minerals in parent units in the lower intrusive interval (LII). Consequently, the proportions of these minerals in the upper intrusive network are also greater than the intrusions of the lower intrusive network (**Fig. 10**). Intrusions in the lower and upper intervals have similar proportions of heavy minerals, with zircon, titanite, and epidote most common. Abundance of zircon, a high-density mineral, tends to increase from parent beds to intrusive bodies. For example, in the upper intrusive interval zircon increases from ca. 16% in the parent units to 24% in the sills and 26% in sandstone dikes (**Fig. 10**). This pattern is similar to the PGIC where zircon increases upward throughout the intrusion complex (Hurst et al., 2017). Less dense minerals such as epidote, calcic amphibole and tourmaline, increase in abundance or maintain approximately similar quantities. Titanite appears in lower quantity in dikes and sills in both intrusive intervals (**Fig. 10**). Epidote presents high variability throughout the intrusive complex through a combination of weathering, diagenesis and mechanical breakdown. Another feature is the decrease of apatite in the dikes of both intrusive intervals. Staurolite tends to present the same behaviour inside sills and dikes of the upper intrusive intervals (**Fig. 10**). These relations can be attributed to abrasion from rapid dike emplacement, or weathering by outcrop exposure. Variations in mineralogy of depositional units elsewhere within the intrusive complex is also a possible explanation for these variations.

5.3. Textural modifications of heavy minerals in the TGIC

During the sedimentary cycle, modification of mineral surfaces during erosion, transport and deposition changes the texture of grain surfaces (Morton and Hallsworth, 1999). Subsequent burial diagenesis further alters grain surface textures

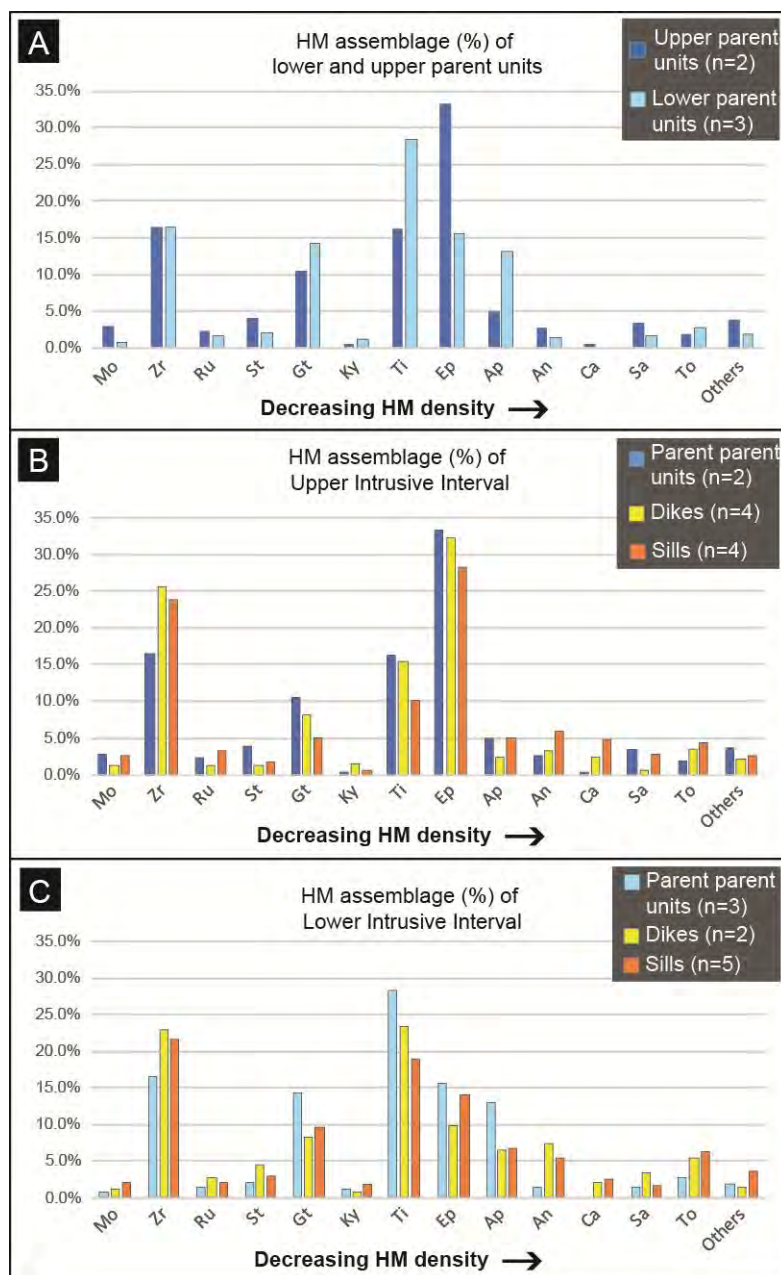


Figure 10: Comparison of the average percentage values (100% total) of heavy minerals with different densities between (a) the lower and upper parent units, (b) between the upper parent units and upper intrusive network (sills and dikes), and (c) between the lower parent units and lower intrusive network (sills and dikes). Decreasing heavy mineral density to right. Abbreviation: Mo, monazite; Zr, zircon; Ru, rutile; St, staurolite; Gt, garnet; Ky, kyanite; Ti, titanite; Ep, epidote; Ap, apatite; An, andalusite; Ca, calcic amphibole; Sa, sodic amphibole; To, tourmaline

(Velbel, 2007). Mechanical processes during sand injection add a further dimension to the modification of grains as they collide and abrade during fluidisation in high-

velocity entrained flow (Scott et al., 2009; Bouroullec and Pyles, 2010; Hurst et al., 2011). In sand injection complexes, average grain size generally has subtle variations upward although exceptions occur (Vigorito and Hurst, 2010; Hurst et al., 2011; Ross et al., 2014). Heavy minerals are only occasionally common (>3%) in sandstone and from TGIC petrographic data they average approximately 2%. However, because they have a broad range of hardness relative to quartz and feldspar (**Table 2**; Thiel, 1940, 1945; Hurst et al., 2017, fig. 11), they are amenable to differentiating relative durability during transport. Unfortunately, effects of relative hardness and durability in heavy mineral assemblages are sparsely documented (Hurst et al., 2017), and consequently comparison between features in the TGIC and elsewhere are very limited.

Investigation of variations in heavy mineral textures along a ~600 m lateral extent intrusion was possible at the Tumey Hill wing (**Figs. 4 and 7**). Ultrastable tourmaline and zircon provide most information about mechanical processes because they are very resistant to chemical dissolution (Turner and Morton, 2007). Zircon is the hardest (h= 7.5) commonly occurring heavy mineral in TGIC samples and a range of morphologies is present in all samples with euhedral zircon co-existing with irregular, broken grains (**Fig. 8**). Preservation of unmodified fracture surfaces suggests that these are preserved because they formed last during sand injection. Surface pitting is interpreted to have formed mechanically rather than chemically by dissolution since zircon has very low solubility in aqueous solution, and is thus attributed to intense abrasion by framework grains (**Fig. 9**). Tourmaline morphology changes from predominantly prismatic in the parent unit to predominantly fractured, with a more sub-rounded geometry in the intrusion (**Fig. 8**). SEM studies suggests that the “sub-rounding” is caused by the presence of small fracture surfaces rather than abrasions (**Fig. 9**). With hardness equal to or lower than

zircon, tourmaline ($h= 7.25$) is susceptible to mechanical breakage along its cleavage.

Garnet has intermediate hardness ($h= 7$) and becomes less abundant with distance from the parent unit (**Fig. 7**). Smooth surfaces observed in the parent unit become increasingly regular and sub-angular along the wing (**Fig. 9**), interpreted as caused by increasing fracture and abrasion during transport. Staurolite ($h= 7.25$) exhibits fracture surfaces in all samples, but with distance away from the parent unit fracture surfaces become smaller and more numerous, and grain morphology becomes more irregular (**Fig. 9**). Epidote and titanite are the least hard minerals examined in detail ($h= 6$ and 5 , respectively), and lack diagnostic characteristics that differentiate relative levels of mechanical modification between samples (**Fig. 9**). Epidote and titanite preserve surface textures that are a combination of mechanical, both fracture and abrasion, and chemical modification, such surface pitting caused by dissolution. Similar textures are developed in both the parent unit and the wing (**Fig. 9**).

Trends in heavy mineral surface texture, specifically caused by fracture and less so by abrasion, show a logical trend from minor fracture development in the parent unit to major development further along the wing. This concurs with independent observations where inter-granular collisions caused mechanical fracturing of framework grains (Scott et al., 2009; Ravier et al., 2015), although the earlier studies did not examine spatial relationship in intrusions. Corresponding with the increase of fractured surfaces, the relative abundances of heavy mineral species varies with hard minerals (zircon, tourmaline, and rutile) becoming more common and less hard minerals (epidote, titanite, and garnet) less common. Collectively these data record heavy mineral assemblages that are increasingly modified away from the parent unit correlating with longer distance transport of the fluidised sand. Although

chemical modification to some heavy minerals is observed, all samples are poorly consolidated (crumble when handled), unlikely to have reached burial temperatures more than 40-45°C, equivalent to ~1 to 1.5 km depth (av. surface T = 15°C, with a geothermal gradient between 25 to 30°C km⁻¹) (**Fig. 9**). Hence, in TGIC most grain textures preserved and heavy mineral assemblages in general preserve characteristics formed during sand fluidisation and injection.

5.4. Provenance

In sand injection complexes, the provenance of heavy mineral assemblages has two goals; 1) identification of distinct assemblages that allow differentiation between sandstone units, and 2) establishing a mineralogical association between intrusions and the parent units for fluidised sand. The first goal gives a “fingerprint” for sandstone units that allows them to be differentiated and correlated (Hurst and Morton, 1988; Morton et al., 1989; Mange-Rajetzky, 1995; Morton and Hurst, 1995). The second is dependent on the first but seeks to establish or confirm the genetic relationship between parent units and sandstone intrusions (Morton et al., 2014).

5.4.1. Depositional units

Three Eocene potential units occur within or adjacent below to the TGIC, the Lodo, Domengine and Kreyenhagen formations (Fig. 2a), all have distinctive heavy mineral assemblages (**Fig. 5**). These formations are intimately associated with the later stages of the subduction system along with the uplift of the Franciscan Complex (Unruh et al., 2007) and the Sierra Nevada arc system (Sharman et al., 2015). Arkosic sandstone in the Lodo Formation has provenance signatures of basement uplift (Dickinson, 1985) (**Fig. 11a, b**). Zircon, apatite, garnet, tourmaline and monazite are common in the heavy mineral assemblage and are typical of granitic source

terrane with subordinate contributions from regional metamorphic rocks (Table 2). Palaeocurrent data show that the sandstone in the Lodo derived from a northerly prograding submarine fan system (Nilsen et al., 1974) during a period when the southern Sierra Nevada underwent intense Late Cretaceous-Early Paleogene uplift, which exposed granitic and metamorphic basement. These controlled sediment distribution, and contributed plutoniclastic sedimentary supply (Ingersoll, 2012; Mitchell et al., 2010).

Sandstone in the Domengine Formation belongs to a deltaic and estuarine depositional environment during a regional shoaling of the San Joaquin Basin by the Middle Eocene (Schulein, 1993). Quartz-rich lithic arkoses are typical and have a provenance signature of a dissected magmatic arc with mixed sources (**Fig. 11b**). The change in provenance signature from basement uplift recorded in the Lodo Formation to magmatic arc provenance, records tectonic reorganization of the basin.

Heavy mineralogy confirms this change in provenance, in particular with the high content of glaucophane, lawsonite, polycrystalline epidote, and minor amounts of prehnite-pumpellyite. The glaucophane-prehnite-pumpellyite association is characteristic of blueschist facies (Mange and Maurer, 1992). The relative abundance of sodic amphibole and low content of zircon (**Fig. 11d**) is difficult to associate with a granitic Sierra Nevada provenance to east (Todd and Monroe, 1968). Prevalence of blueschist minerals supports derivation of significant sediment input from the high-pressure metamorphic rocks of the Franciscan subduction complex to west (**Fig. 11c**). The relative high content of pyroxene also suggests a contribution from mafic igneous rocks that can also be attributed to the Franciscan Complex.

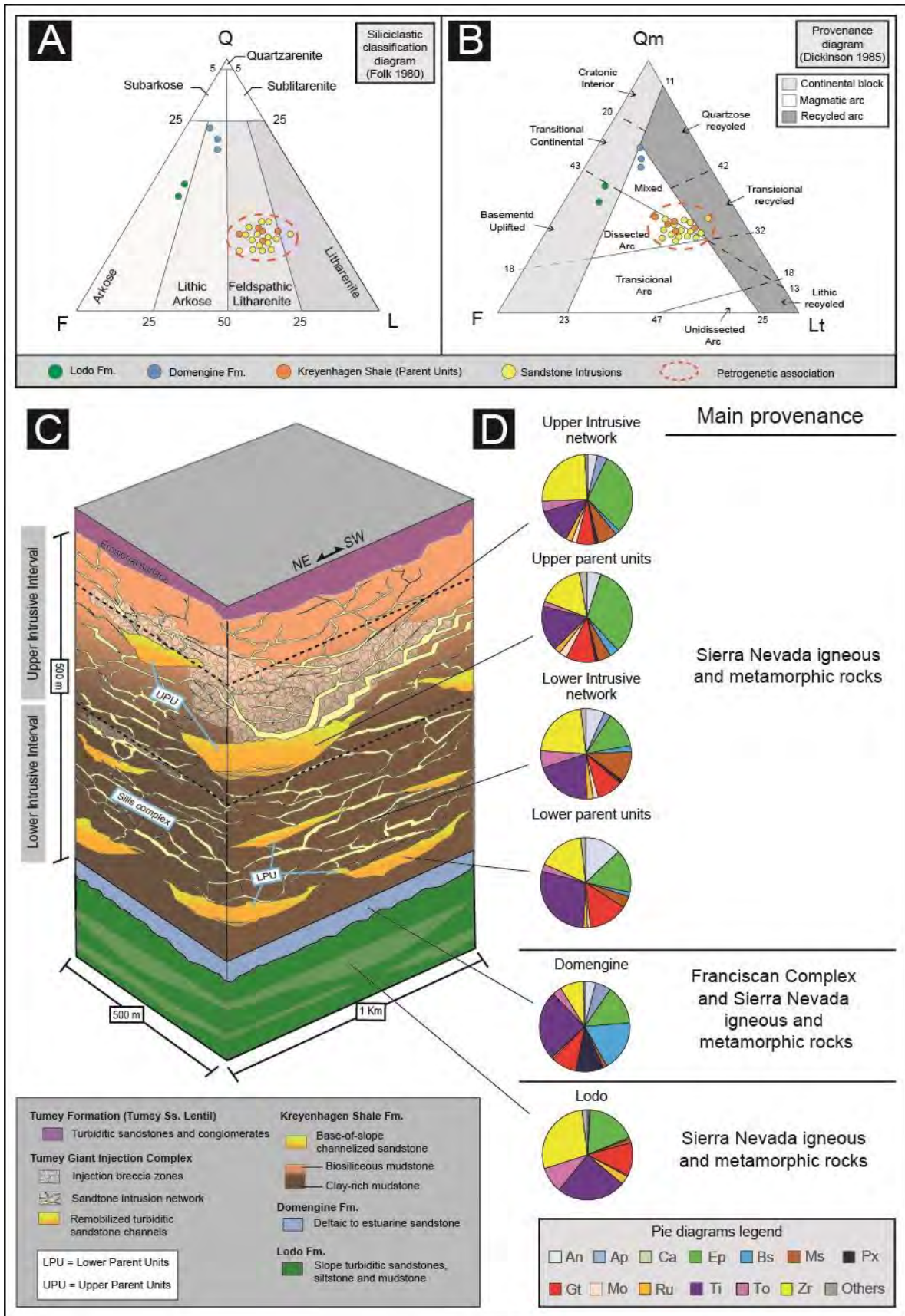


Figure 11: Provenance analysis of the TGIC. (A) Detrital composition of sandstones plotted in Folk (1968) diagram. (b) Provenance diagram (Dickinson 1985), showing the variation of sources between depositional sandstones and correlation with intrusive sandstones. Note the petrogenetic associations on both diagrams between Kreyenhagen

turbidites and sandstone intrusions suggesting a common genetic origin. C) Schematic 3D block diagram of the TGIC; D) Pie diagram of the average percentage values (100% total) of heavy minerals from depositional and intrusive sandstones with interpreted main provenances. Note the similar heavy mineral assemblages between depositional turbidites of Kreyenhagen Shale and sandstone intrusions, also confirming common petrogenetic relationship. Abbreviation: An, andalusite; Ap, apatite; Ca, calcic amphibole; Ep, epidote; Bs, blueschist minerals; Ms, metasedimentary minerals; Px, pyroxene; Gt, garnet; Mo, monazite; Ru, rutile; Ti, titanite; To, tourmaline; Zr, zircon.

This radical difference in heavy mineralogy from Lodo to Domengine sandstones is an important change in sedimentary provenance. Development of a regionally extensive source terrane west of the Great Valley forearc during the Late Cretaceous (Schulein, 1993; Mitchell et. al., 2010) is supported by the westward derivation of blueschist minerals attributed to erosion of the obducted ocean floor. At least in the Tumey Hill area and in part of the subsurface San Joaquin Valley (Mitchell et. al., 2010), significant amounts of sand-grade sediment within the Great Valley Group were not derived from the Sierran Arc. Regrettably, derivation of palaeocurrent data from the Domengine Formation outcrop was impossible because of the lack of internal structures.

Feldspathic litharenites characterize sandstone in the Kreyenhagen Shale. They are rich in sedimentary, metamorphic and volcanic fragments typical of a dissected magmatic arc, similar to the Domengine Formation sandstones except that they lack associated mixed sources (**Fig. 11b**). Heavy minerals in the Kreyenhagen Formation are completely different to the Domengine Fm. and, to a lesser extent, of the Lodo Fm., with sandstones poor in glaucophane and pyroxene. Therefore another important modification of provenance is implied to Kreyenhagen litharenites that are rich in zircon, tourmaline, garnet, apatite, monazite, calcic amphibole, with subordinate kyanite, andalusite, and staurolite (**Fig. 5**). The assemblages in the Kreyenhagen sandstones indicate a mixed provenance from both igneous and low-grade metamorphic sources, attributed to erosion of the Sierra Nevada batholith and

related metamorphic terrane to the east (**Fig. 1b**). Palaeocurrent (Ingersoll et al., 2012) and extensive geochronology data (Sharman et al., 2015) confirms this provenance from the east with predominant sedimentary transport toward west and northwest.

5.4.2. Sandstone intrusions.---

The sandstone intrusions have very similar detrital framework (**Fig. 11a, b**) and heavy mineral assemblages (**Fig. 11c**) to the Kreyenhagen Formation depositional sandstone (**Figs. 5 and 10b, c**). Feldspathic litharenites from Kreyenhagen turbidites and sandstone intrusions present identical dissected magmatic arc provenance signatures and a heavy mineral assemblage typical of a mixed granitic and metamorphic source terrane (**Fig. 11b**). The compositional and provenance similarities are entirely reasonable considering field observations that reveal intrusions departing from Kreyenhagen Fm. parent units, and provide no evidence of fluidised sand derivation, preserved as intrusions, from the Lodo and Domengine formations. It should be noted that sandstone dikes in the Kreyenhagen Fm. exposure near Coalinga, ~50 km southeast of Tumey Hills, were described as compositionally identical to the Domengine Fm. (Jenkins, 1930). Presumably, in that area the Kreyenhagen Fm. sandstone was absent, or the Domengine aquifer was overpressured and an active parent unit.

It was not the aim of this study to prove the genetic parent-intrusion field relationships (Zvirtes et al., 2019), but rather to provide well-constrained analogue data to demonstrate how with limited exposure or in subsurface studies, heavy minerals can define characteristics that identify genetic relationships. Heavy minerals in both the PGIC and the TGIC confirm derivation of fluidised sand from a single significant parent unit, the Dosados Sandstone (PGIC) and Kreyenhagen Fm.

sandstones (TGIC). Fluidisation of sand in both giant injection complexes was from major aquifers that were laterally adjacent (Zvirtes et al., 2019) and underlying (Vigorito and Hurst, 2010), the TGIC and PGIG, respectively. Similar close spatial relationships between parent units and sandstone intrusions were established using heavy minerals in the subsurface Greater Forties area (offshore UK). In that case, sand intrusions developed in the mudstone-prone Eocene overburden were derived from local Eocene depositional sandstone rather than from the huge underlying regional aquifer of the Paleocene Forties Formation (Morton et al., 2014). A similar parenting relationship is known from the Greater Alvhheim area (offshore Norway) where large sandstone intrusions form significant oil reservoirs and the sand is derived from the thin underlying Hermod Sandstone rather than the regional Heimdal Formation aquifer (Satur et al., *in press*).

6. CONCLUSIONS

Analysis of heavy mineralogy assemblages and varietal attributes have proven to be a robust petrological tool to define lithostratigraphic organization of an injection complex (e.g. relationships between parent units and sandstone intrusions) and to evaluate fluid dynamic effects on remobilised sand grains. The exceptional exposures of the TGIC, where physical relationships between parent units and sandstone intrusions are visible, allowed identification of HM assemblage relationships and their association to different elements (e.g. parent units, sills, dikes, wings) within the injection complex.

The main conclusions are as follows:

- Parent units in the Kreyenhagen Shale and related sandstone intrusions show similar heavy mineralogy assemblages, confirming a common petrogenetic relationship, and are different from the underlain Lodo and Domengine formations.

Among intrusive sandstones, however, there is a greater variability in HM abundance attributed to sand injection processes, which have not affected the parent units.

- Intrusions in the lower and upper intervals have similar heavy mineral assemblages. In relation with their respective parent units, sandstone intrusions tend to be enriched in zircon, epidote, calcic amphibole, tourmaline, and metasedimentary index minerals (andalusite, kyanite, and staurolite), and be depleted in apatite, garnet and titanite. Among high-density minerals, zircon grain concentration increases inside the intrusive complex, similarly to the PGIC. Less dense minerals such as epidote, calcic amphibole and tourmaline increase in abundance within intrusions, or maintain approximately similar quantities to their respective parent units. However, epidote in the wing-like intrusion decrease away from its parent bed. The decrease of apatite and staurolite abundance in sills and dikes can be related to abrasion from rapid intrusions emplacement, weathering by subaerial processes, or diluted in remobilised sand less rich in these minerals.
- ZTi values increase upward in the lower intrusive interval and decrease in the upper interval of the injection complex, while heavy minerals with lower density and stability, such as calcic amphibole, tend to be enriched within intrusions. The decrease in the ZTi, within the Tumey wing, is caused by the preferential settling of zircon in relation to lighter tourmaline, which travels further up the intrusion. Depletion of minerals such as epidote, titanite, and garnet increases toward the top of the wing-like intrusion, possibly due to their low to moderate durability, which is a combination of hardness, stability in acidic weathering and stability during burial (diagenesis).
- The use of new indices to quantify total-assemblage hardness (TAH) and total-assemblage durability (TAD) proposed by Hurst et al., (2017) has proven a useful tool to evaluate the mechanical stability of heavy minerals of the TGIC. TAD and TAH values are equal or slightly higher in the intrusive complex than the related parent

beds, suggesting no significant concentration of harder and more durable heavy mineral. The slightly higher values could be attributed to the high resistance to mechanical abrasion and fracturing during sand injection of the harder heavy minerals. Another possibility is the resistance to post-injection processes of chemical weathering that could have promoted discrete leaching of the more soluble heavy minerals in the sandstone intrusions, such as apatite, also supported by the higher values of ZTR index. The varied values of ATi can indicate that apatite underwent significant amounts of weathering attributed to the Neogene exhumation of the complex.

- Petrographic observations and SEM analysis revealed that heavy minerals, especially tourmaline, transitioned from a well-formed tabular morphology to one with abraded, angular grains, resulting in a sub-rounded morphology with irregular and fractured surfaces. It is believed that the higher degree of abrasion and fracturing of the grains along the intrusions is related to sand injection abrasion and grain collision under high velocity entrained flow.
- Heavy mineral analysis, used in conjunction with light mineralogy, was successful in refining the regional provenance understanding of depositional units, and related injectites providing evidence for changes in source areas for the Lodo, Domengine and Kreyenhagen Shale formations in the San Joaquin Basin. The Lodo Fm. has provenance signatures from basement uplift areas and heavy mineral assemblages from granitic and metamorphic sources attributed to south Sierra Nevada terranes. Domengine Fm. sandstones present provenance signatures from mixed sources with heavy mineral assemblages rich in blueschist minerals (glaucophane) and/or basic igneous rocks (pyroxene), indicative of westward derivation of sand from obducted ocean floor of the Franciscan Complex. The turbiditic channels of the Kreyenhagen Shale, considered the parent units of the

complex, as well as the related sandstone intrusions, show provenance signatures of dissected magmatic arc sources with heavy mineral assemblages typical from granitic and low-rank metasedimentary units, probably derived from the Sierran Nevada terranes to the east.

REFERENCES

Atwater, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America: GSA Bulletin, v. 81, p. 3513–3536.

Atwill, E. R., 1935, Oligocene Tumey Formation of California: Bulletin of The American Association Of Petroleum Geologists, Vol. 19, p. 1192-1204

Bartow, J., and Nilsen, T., 1990, Review of the Great Valley sequence, eastern Diablo Range and northern San Joaquin Valley, central California: U.S. Geological Survey, Open-File Report 90-226, p. 25.

Bartow, J.A., 1996, Geologic map of the west border of the San Joaquin Valley in the Panoche Creek–Cantua Creek area, Fresno and San Benito counties: California. U.S. Geological Survey. Miscellaneous Geologic Investigations Map I-2430.

De Boer, W., Rawlinson, P.B., Hurst, A., 2007, Successful Exploration of a Sand Injectite Complex: Hamsun Prospect, Norway Block 24/9, *In* Hurst, A., Cartwright, J. eds., Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, pp. 65–68.

Deer, W., Howie, R.A., And Zussman, J., 1992, Introduction to the rock-forming minerals, Second Edition: Essex, Longman Scientific and Technical, 696 p.

DeGraaff-Surpless, K., Graham, S.A., Wooden, J.L., and McWilliams, M.O., 2002, Detrital zircon provenance analysis of the Great Valley Group, California: Evolution of an arc-forearc system: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, p. 1564–1580,

Dickinson, W.R., and Seely, D.R., 1979, Structure and Stratigraphy of Forearc Regions: *AAPG Bulletin*, v. 63, p. 2–31.

Dickinson, W. R., Ingersoll, R. V., and Graham, S. A., 1979b, Paleogene sediment dispersal and paleotectonics in northern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90 (Part I), pp. 897–898 (Part II), pp. 1458–1528.

Dickinson, W.R. 1981, Plate tectonics and the continental margin of California, *in* Ernst, W. G., ed., *The geotectonic development of California*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, pp. 1–28.

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, *in* Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Springer, p. 333–361.

Dixon, R.J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, a. D., Alexander, R.W.S., Williams, M.C., and Davies, K.G., 1995, Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment, Quadrant 9, UKCS: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 94, p. 77–94.

Duranti, D., Hurst, A., Bell, C., Groves, S., Hanson, R., 2002a, Injected and remobilised Eocene sandstones from the Alba Field, UKCS: core and wireline characteristics: *Petroleum Geoscience* 8, 99–107.

Duranti, D., and Hurst, A., 2004, Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea): *Sedimentology*, v. 51, p. 503–529.

Duranti, D., 2007, Large-scale Sand Injection in the Paleogene of the North Sea: Modeling of Energy and Flow Velocities: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87, p. 129–139.

Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182 p.

Garzanti, E., Ando, S., and Vezzoli, G., 2008, Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition: Earth and Planetary Science Letters, v. 273, p. 138–151.

Graham, S. A., Gavigan, C., McCloy, C., Hitzman, M., Ward, R., and Turner, R., 1983, Basin evolution during the change from convergent to transform continental margin: an example from the Neogene of central California, *in* Cherven, V. B. and Graham, S. A. eds., Geology and sedimentology of the southwestern Sacramento basin and East Bay Hills (Annual Meeting Pacific Section SEPM), Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, pp. 101–117.

Hubert, J.F., 1962, A zircon–tourmaline–rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones: Journal of Sedimentary Petrology, v. 32, p. 440–450.

Hurst A., Cartwright J.A., Duranti D., Huuse M., and Nelson M., 2005, Sand Injectites: an emerging global play in deep-water clastic environments. Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives – Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference (Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series). Vol. 6, pp. 133-144

Hurst, A., and Cartwright, J., 2007, Relevance of Sand Injectites to Hydrocarbon Exploration

and Production: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir 87, p. 1–19.

Hurst, A., Huuse, M., Duranti, D., Vigorito, M., Jameson, E., and Schwab, A., 2015, Application of outcrop analogues in successful exploration of a sand injection complex, Volund Field, Norwegian North Sea: Geological Society, London, Special Publications, v. 436, p. 75–92.

Hurst, A., and Morton, A.C., 1988, An application of heavy-mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modelling in the Oseberg Field, northern North Sea: Marine and Petroleum Geology, v. 5, p. 157–170.

Hurst, A., Morton, A., Scott, A., and Vigorito, M., 2017, Heavy-mineral assemblages in sandstone intrusions: Panoche giant injection complex, California, USA: Journal of Sedimentary Research, v. 87, p. 388–405.

Hurst, A., Scott, A., and Vigorito, M., 2011, Physical characteristics of sand injectites: Earth-Science Reviews, v. 106, p. 215–246.

Hurst, A., and Vigorito, M., 2017, Saucer-shaped sandstone intrusions: An underplayed reservoir target: AAPG Bulletin, v. 101, p. 625–633.

Huuse, M., Cartwright, J.A., Gras, R., and Hurst, A., 2003, Kilometre-scale sandstone intrusions in the Eocene of the Outer Moray Firth (UK North Sea): migration paths, reservoirs and potential drilling hazards: Petroleum Geology of NW Europe: Proceedings of the 6th Conference, v.6, p. 1577-1594.

Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A., and Steinsland, N., 2007, Seismic Characterization of Large-scale Sandstone Intrusions: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration

and production: AAPG Memoir 87, p. 21–35.

Huuse, M. 2008. Sandstone intrusions: Implications for exploration and production. *World Oil*, 229, 87–91.

Ingersoll, R. V., 2012, Composition of modern sand and Cretaceous sandstone derived from the Sierra Nevada, California, USA, with implications for Cenozoic and Mesozoic uplift and dissection: *Sedimentary Geology*, v. 280, p. 195–207.

Jackson, C.A.L., Huuse, M., and Barber, G.P., 2011, Geometry of winglike clastic intrusions adjacent to a deep-water channel complex: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Bulletin*, v. 95, p. 559–584.

Jolly, R. J. & Lonergan, L., 2002, Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions: *Journal of the Geological Society, London*, v. 159, p. 605–617.

Johnson, C., and Graham, S., 2007, Middle Tertiary Stratigraphic Sequences of the San Joaquin Basin, California: *USGS Professional Paper 1713-6*, p. 1–18.

Jonk, R., 2010, Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow: *Basin Research*, v. 22, p. 603–621.

Kazerouni, A.M., Friis, H., Svendsen, J.B., And Weibel, R., 2011, Heavy mineral sorting in downwards injected Palaeocene sandstone, Siri Canyon, Danish North Sea: *Sedimentary Geology*, v. 236, p. 279–285.

Kawakami, G., Kawamura, M., 2002, Sediment flow and deformation (SFD) layers: evidence for intrastratal flow in laminated muddy sediments of the Triassic Osawa Formation, northeast Japan: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 171–181.

Lonergan, L., Lee, N., Johnson, H.D., Cartwright, J. a, and Jolly, R.J.H., 2000, Remobilization and Injection in Deepwater Depositional Systems: Implications for Reservoir Architecture and Prediction: Deep-Water Reservoirs of the World: 20th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference , v. 15, p. 515–532.

Mange M.A., and Maurer H.F.W., 1992, Heavy Minerals in Colour: London, Chapman and Hall, 147 p.

Mange M.A. and Wright D.T. 2007, High-resolution heavy mineral analysis (HRMA): a brief summary, *in* Mange M.A. and Wright D.T., eds., *Developments in Sedimentology*, v. 58, p. 433-436.

Mange-Rajetzky, M.A. 1995, Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high-resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben, *in* Dunay, R.E., and Hailwood, E.A., eds., *Non-Biostratigraphical Methods of Dating and Correlation: Geological Society of London, Special Publication 89*, p. 23–30.

McGuire, D.J. 1988, Stratigraphy, depositional history, and hydrocarbon source-rock potential of the Upper Cretaceous–Lower Tertiary Moreno Formation, Central San Joaquin basin, California. Doctoral thesis, Stanford University, CA.

Milam, R., 1985, Biostratigraphy and sedimentation of the Eocene and Oligocene Kreyenhagen Formation, central California: 1-240 p.

Mitchell, C., Graham, S.A., and Suek, D.H., 2010, Subduction complex uplift and exhumation and its influence on Maastrichtian forearc stratigraphy in the GreatValleyBasin, northern San Joaquin Valley, California: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 2063–2078.

Molyneux, S., 2001, Sandstone remobilisation in the Eocene to Miocene of the central and northern North Sea: Ph.D. Thesis, University of London, London, United Kingdom.

Morton, A.C., and Hallsworth, C., 1994, Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 90, p. 241–256.

Morton, A.C., and Hurst, A., 1995, Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea, *in* Dunay, R.E., and Hailwood, E., eds., *Non-Biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*: Geological Society of London, Special Publication 89, p. 3–22.

Morton, A.C., and Hallsworth, C.R., 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 124, p. 3–29.

Morton, A.C., Hallsworth, C.R., Kunka, J., Laws, E., Payne, S., And Walder, D., 2010, Heavy mineral stratigraphy of the Clair Group (Devonian), *in* the Clair Field, west of Shetland, UK, *in* Ratcliffe, K.T., and Zaitlin, B.A., eds., *Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories*: SEPM, Special Publication 94, p. 183–199.

Morton A., 2012, Value of heavy minerals in sediments and sedimentary rocks for provenance, transport history and stratigraphic correlation. Mineralogical Association of Canada, Short Course 42, St. John's NL. pp. 133-165.

Morton, A.C., McFadyen, S., Hurst, A., Pyle, J., and Rose, P., 2014, Constraining the origin of reservoirs formed by sandstone intrusions: insights from heavy mineral studies of the Eocene in the Forties area, U.K. central North Sea: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 98, p. 545–561.

Moxon, I.W., and Graham, S.A., 1987, History and controls of subsidence in the Late Cretaceous-Tertiary Great Valley forearc basin, California: *Geology*, v. 15, p. 626-629.

Nilsen, T.H., Dibblee, T.W., J., and Simoni, T.R., J., 1974, Stratigraphy and sedimentology of the Cantua Sandstone Member of the Lodo Formation, Vallecitos Area, California. U.S. Geological Survey. SEPM Pacific Section Volume and Guidebook, p. 38–68.

Palladino, G., Grippa, A., Bureau, D., Ian, G., Alsop, Hurst, A., 2016, Emplacement of sandstone intrusions during contractional tectonics: *Journal of Structural Geology*, v. 89, 230–249.

Palladino, G., Alsop, G.I., Grippa, A., Zvirtes, G., Phillip, R.P., and Hurst, A., 2018, Sandstone-filled normal faults: A case study from central California: *Journal of Structural Geology*, v. 110, p. 86–101.

Payne, M.B., 1951, Type Moreno Formation and overlying Eocene strata on the west side of the San Joaquin Valley, Fresno and Merced Counties: California Division of Mines, Geological Special Report, 9.

Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S., and Malthe-Sørensen, A., 2008, Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 266, p. 195–204.

Poulsen, M.L., Friis, H., Svendsen, J.B., Jensen, C.B., And Brulin, R.E., 2007, The application of bulk rock geochemistry to reveal heavy mineral sorting and flow units in thick, massive gravity flow deposits, Siri Canyon Palaeogene sands, Danish North Sea, *in* Mange, M.A., and Wright, D.T., eds., *Heavy Minerals in Use*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, v. 58, p. 1229–1253.

Ravier, E., Guiraud, M., Guillien, A., Vennin, E., Buoncristiani, J.F., and Portier, E., 2015, Micro- to macro-scale internal structures, diagenesis and petrophysical evolution of injectite networks in the Vocontian Basin (France): Implications for fluid flow: *Marine and Petroleum Geology*, v. 64, p. 125–151.

Remus, M.V.D., Souza, R.S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N., and Vignol-Lelarge, M.L., 2018, Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 166-185.

Satur, N., Hurst, A., Bang, A., Skjærpe, I., and Muehlboeck, S. A., 2019, Characteristics of a wing-like sandstone intrusion, Volund Field. Geological Society, London, Special Publications. *in press*.

Schulein, B.J., 1993, Sedimentation and tectonics of the upper lower to lower middle Eocene Domengine Formation Vallecitos syncline, California. M.S. thesis: Stanford, California, Stanford University, 343 p.

Schwab, A.M., Jameson, E.W., and Townsley, A., 2015, Volund Field: Development of an Eocene Sandstone Injection Complex, Offshore Norway, *in* McKie, T., Rose, P.T.S., Hartley, A.J., Jones, D. & Armstrong, T.L., eds., Tertiary Deep-Marine Reservoirs of the North Sea Region: Geological Society of London, Special Publication, 403, p. 1–16.

Scott, A., Vigorito, M., and Hurst, A., 2009, The Process of Sand Injection: Internal Structures and Relationships with Host Strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, U.S.A.): *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 568–583.

Scott, A., Hurst, A., and Vigorito, M., 2013, Outcrop-based reservoir characterization of a kilometer-scale sand-injectite complex: *AAPG Bulletin*, v. 97, p. 309–343.

Sharman, G.R., Graham, S.A., Grove, M., Kimbrough, D.L., and Wright, J.E., 2015, Detrital zircon provenance of the late Cretaceous-Eocene California forearc: Influence of Laramide low-angle subduction on sediment dispersal and paleogeography: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 127, p. 38–60.

Sharman, G.R., Schwartz, T.M., Shumaker, L.E., Trigg, C.R., Nieminski, N.M., Sickmann, Z.T., Malkowski, M.A., Hourigan, J.K., Schulein, B.J., and Graham, S.A., 2017, Submarine mass failure within the deltaic Domengine Formation (Eocene), California (USA): *Geosphere*, v. 13, p. 950–973.

Sullivan, R., and Sullivan, M.D., 2012, Sequence Stratigraphy and Incised Valley Architecture of the Domengine Formation, Black Diamond Mines Regional Preserve and the Southern Sacramento Basin, California, U.S.A: *Journal of Sedimentary Research*, v. 82, p. 781–800.

Surlyk, F., Gjelberg, J., and Noe-Nygaard, N., 2007, The Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland: A Giant Sedimentary Injection Complex: Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production, p. 141–149.

Thiel, G.A., 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 10, p. 103–124.

Thiel, G.A., 1945, Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand size: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 56, p. 1207.

Todd, T.W., and Monroe, W.A., 1968, Petrology of Domengine Formation (Eocene), at Potrero Hills and Rio Vista, California: *Journal of Sedimentary Research*, v. 38, p. 1024–1039.

Unruh, J.R., Dumitru, T.A., and Sawyer, T.L., 2007, Coupling of early Tertiary extension in the GreatValley forearc basin with blueschist exhumation in the underlying Franciscan accretionary wedge at Mount Diablo, California: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 119, p. 1347–1367.

Velbel, M.A., 2007, Surface Textures and Dissolution Processes of Heavy Minerals in the Sedimentary Cycle: Examples from Pyroxenes and Amphiboles: *Developments in Sedimentology*, 58, 113–150.

Vigorito, M., Hurst, A., Cartwright, J.A., and Scott, A., 2008, Regional-scale subsurface sand remobilization: geometry and architecture: *Journal of the Geological Society*, v. 165, p. 609–612.

Vigorito, M., and Hurst, A., 2010, Regional sand injectite architecture as a record of pore-pressure evolution and sand redistribution in the shallow crust: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California: *Journal of the Geological Society*, v. 167, p. 889–904.

Zuffa, G.G., 1985, Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results, *in* Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Springer, p. 165–189.

Zvirtes G., Hurst A., Philipp R., Palladino G., Grippa A., 2017, Geometries, structures and petrography of Tumey Injection Complex, California (USA), AAPG. ACE Huston 2017.

Zvirtes, G., Hurst, A., Philipp, R.P., Palladino, G., Grippa, A., 2019, The Tumey Giant Injection Complex, California, USA. Geological Society, London, Special Publications. *in press*.

Tables

Table 1: Relative abundance of non-opaque detrital heavy minerals in the 63–125 μm fraction separated by gravity settling in bromoform of sandstones from the Tumey Giant Injection Complex and adjacent units, expressed as frequency % on the basis of a minimum grain count of 200. Identification was achieved petrographically using criteria documented by Mange and Maurer (1992). An, andalusite; Ap, apatite; At, anatase; Ca, calcic amphibole; Cp, Clinopyroxene; Cr, chrome spinel; Ep, epidote; Gt, garnet; Ky, kyanite; Mo, monazite; Op, orthopyroxene; Ru, rutile; Sa, sodic amphibole; Ti, titanite; St, staurolite; To, tourmaline; Zr, zircon.

Stratigraphy	Architecture	Sample	Al	An	At	Ap	Br	Ca	Cp	Cr	Ct	Ep	Gh	Gt	Ky	Lw	Mo	Op	Pm	Ru	Sa	Sp	St	To	Xe	Zr	Total
Tumey Sst. Lentic	Overlying erosive unit	TL-02	0.0	R	R	1.5	0.0	63	10.5	0.0	0.0	15.0	0.0	2.0	0.0	0.0	R	2.5	0.0	0.5	R	1.5	0.5	R	0.0	2.5	100.
Kreyenhagen Shale	Upper Intrinsic Interval	UI-53	0.0	2.0	0.5	4.5	0.0	2.0	1.0	0.0	0.0	24.5	0.0	10.0	1.5	0.0	2.5	0.5	0.0	0.0	0.0	22.0	1.5	2.0	0.0	25.5	100.
		UI-80	0.0	3.0	0.0	2.5	0.0	5.5	2.5	0.0	0.0	48.5	0.0	5.0	0.0	0.0	1.5	2.5	0.0	0.0	1.5	17.0	1.5	3.0	0.0	6.0	100.
		UI-69	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	1.5	1.0	0.0	0.0	52.5	0.0	4.5	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	1.5	0.5	11.5	1.0	2.0	0.5	21.0	100
		UI-129	0.0	6.0	0.0	2.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	12.5	3.5	0.0	0.5	0.0	0.0	3.0	0.5	11.0	1.0	6.5	0.0	49.5	100
		UI-87	0.0	6.5	0.0	0.5	0.0	3.0	0.5	0.0	0.0	46.0	0.0	6.5	2.0	0.0	1.5	2.0	0.0	3.0	2.5	6.5	1.0	2.0	0.0	16.5	100
		UI-03	0.0	4.5	0.0	10.	0.0	4.5	0.0	0.5	0.0	2.0	0.0	1.0	0.0	0.0	3.0	0.0	0.0	5.0	3.5	7.5	3.0	9.0	0.0	46.5	100
		UI-02	0.0	6.0	2.0	6.0	0.0	6.5	0.0	0.5	0.0	20.0	0.0	7.0	0.0	0.0	5.0	0.5	0.0	3.0	4.0	13.5	1.5	3.5	1.5	19.5	100
		UI-01	1.0	6.5	1.5	3.5	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	45.0	0.0	5.5	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	1.5	1.0	12.5	1.5	2.5	0.0	12.5	100
	Upper Parent Units	KS-06	R	R	R	1.0	0.0	R	0.0	0.0	R	43.0	0.0	15.0	R	0.0	R	0.0	0.0	2.5	R	18.5	R	R	R	20.0	100
		KS-04	1.5	5.0	2.0	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.5	0.0	6.0	0.5	0.0	5.5	2.0	0.0	2.0	6.5	14.0	4.0	3.5	2.0	13.0	100
	Lower Intrinsic Interval	LI-62	0.0	4.5	0.0	0.5	0.0	2.0	1.0	0.5	0.0	8.0	0.0	10.0	4.0	0.0	5.0	0.0	0.0	3.0	1.0	21.0	1.0	4.0	0.5	34.0	100
		LI104	1.5	3.5	0.0	6.5	0.0	3.5	1.0	0.5	0.0	6.5	0.0	17.0	1.5	0.0	3.5	1.0	0.0	3.5	2.0	17.0	2.5	7.5	4.0	17.5	100
		LI-101	0.0	6.0	0.5	16.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	21.5	0.5	4.5	1.0	0.0	0.0	1.0	0.0	1.0	0.5	24.0	1.5	6.5	0.0	14.0	100
		LI-105D	0.0	5.5	0.0	4.5	0.0	1.5	0.0	1.5	0.0	6.0	0.5	6.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	3.5	3.5	26.0	4.0	6.5	1.0	29.0	100
LI-105C		0.0	9.5	0.0	8.5	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	13.5	0.0	10.5	1.0	0.0	2.0	0.0	0.0	2.0	3.5	20.5	5.0	4.5	0.0	17.0	100	
LI-105B		0.0	8.5	0.5	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.0	0.0	10.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	4.5	19.5	6.0	2.5	0.0	22.5	100	
LI-60	0.0	5.0	0.0	5.0	0.0	7.5	3.0	0.0	0.0	19.5	0.0	6.5	1.0	0.0	2.0	1.0	0.0	0.5	0.5	13.5	3.5	11.	0.5	20.0	100		

	Upper Parent Units	KS-121	3.0	2.0	R	20.5	0.0	0.0	0.0	R	0.5	12.0	0.0	14.5	1.5	0.0	1.0	0.0	0.0	0.5	1.0	27.0	2.0	3.0	0.0	11.5	100	
		KS-119	1.0	1.0	0.5	13.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.5	0.0	12.0	R	0.0	R	0.0	0.0	2.0	2.0	33.0	2.5	3.5	0.0	12.5	100
		KS-99	0.0	1.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	18.0	0.0%	16.0	1.5	0.0	1.0	0.0	0.0	2.0	1.5	25.0	1.5	1.5	0.0	25.5	100	
Domengine Fm.	Underlying unit	DS-01	0.5	R	R	4.5	R	7.5	2.5	0.0	0.0	28.0	0.0	12.5	0.0	8.0	0.0	0.0	2.0	0.5	17.0	13.5	0.0	1.5	0.0	2.0	100	
		DS-132	0.0	0.0	R	1.5	0.0	9.5	16.0	R	0.0	11.5	0.0	4.5	0.0	10.5	0.0	11.5	1.5	0.5	8.0	16.0	0.0	1.0	0.0	8.0	100	
		DS-136	R	2.0	1.0	6.0	R	0.0	0.0	R	R	2.5	R	10.5	0.0	4.5	0.0	0.0	0.0	1.0	3.0	45.0	2.0	7.5	0.0	15.0	100	
Lodo Fm.	Underlying unit	LS-05	0.0	1.0	2.5	0.0	R	0.0	0.0	0.0	0.0	11.5	R	12.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	6.0	0.5	1.0	1.5	17.0	0.0	46.5	100	
		LS-32	0.5	R	1.0	1.5	0.0	0.5	0.0	R	R	24.0	0.0	11.5	0.0	R	R	0.0	0.0	0.5	0.5	48.5	0.5	1.5	0.0	9.5	100	

Table 2: Density, hardness, stability and common provenance of heavy minerals encountered in this study,

Mineral	Density g/cm ³	Hardness Mohs scale	Stability in acidic weathering	Stability in burial diagenesis	Common provenance
<i>Common heavy minerals (collectively forming ca. 90% of heavy mineral assemblage)</i>					
<i>Andalusite</i>	3.17	6.5-7.0	High	Low	Metamorphic
<i>Apatite</i>	3.10-3.35	5.0	Moderate	High	Widespread but abundant in granitic rocks
<i>Calcic Amphibole</i>	3.15	5.0-6.0	Low	Low	Igneous and metamorphic
<i>Epidote</i>	3.3-3.6	6.0-7.0	Moderate	Moderate-Low	Igneous and metamorphic
<i>Garnet</i>	3.1-4.3	6.5-7.5	Moderate	High	Igneous and metamorphic
<i>Sodic Amphibole (Glaucophane)</i>	3.0-3.30	6.0-6.5	Low	Low	Schists
<i>Titanite</i>	3.48-3.60	5.0	Low-Moderate	Moderate-Low	Igneous and metamorphic
<i>Staurolite</i>	3.74-3.83	7.0-7.5	Moderate-High	Moderate-High	Metamorphic (schists and gneisses)
<i>Tourmaline</i>	3.06	7.0-7.5	High	V. High	Widespread
<i>Zircon</i>	4.6-4.7	7.5	V. High	V. High	Widespread (crustal origin)
<i>Subordinate heavy minerals (collectively forming ca. 10% of heavy mineralogy assemblage)</i>					
<i>Rutile</i>	4.23	6.0-6.5	V. High	V. High	Igneous and metamorphic
<i>Kyanite</i>	3.53-3.65	5.5-7.0	High	Moderate	Metamorphic
<i>Monazite</i>	5.0-5.3	5.0-5.5	Moderate-High	Moderate-High	Granitic rock
<i>Anatase</i>	3.82-3.97	5.5-6.5	Moderate	-	Igneous and metamorphic
<i>Xenotime</i>	4.59	4.5	Moderate	Moderate	Igneous and metamorphic
<i>Orthopyroxene</i>	3.21-3.96	5.0-6.0	V. Low	V. Low	Igneous and metamorphic
<i>Clinopyroxene</i>	2.96-3.52	5.0-6.0	V. Low	V. Low	Igneous and metamorphic

<i>Chrome Spinel</i>	5.09	7.5-8.0	Moderate	High	Ultramafic
<i>Gahnite</i>	4.3	-	Moderate	High	Igneous and metamorphic
<i>Allanite</i>	3.4-4.2	5.5-6.0	Moderate	Moderate	Igneous and metamorphic
<i>Lawsonite</i>	3.05-3.12	8	-	-	Blueschists, metaophiolites, eclogites

Capítulo 7 – Síntese e Considerações Finais

A presente tese definiu a organização litoestratigráfica e estrutural de um dos maiores complexos de injeção de areia em superfície do planeta desenvolvido em sedimentos profundos marinhos no contexto de bacia de frente de arco da Bacia de San Joaquin na Califórnia Central, através de mapeamento geológico de detalhe e caracterização petrológica. As intrusões de areia do Eoceno da Califórnia foram reconhecidas anteriormente por diversos autores, no entanto, pela primeira vez o Complexo de Injeção de Areia Tumey foi mapeado de forma detalhada e integrada na região de Tumey Hills.

No primeiro artigo, *The Tumey Giant Injection Complex, Califórnia (USA)* foram reconhecidas litofácies que caracterizam o complexo de injeção, como unidades fontes (*parent units*), diques, soleiras, brechas de injeção, assim como a caracterização estrutural dos injetitos e análise de sua relação com o ambiente tectônico da bacia durante o Eoceno. Arenitos de preenchimento de canal de talude marinho apresentam estruturas de fluidização e remobilização de areia e estão em contato físico com as injeções de areia adjacentes, intrusivas em lamitos e folhelhos da Formação Kreyenhagen. Baseado em suas características litológicas e estruturais o complexo de injeção foi organizado em uma zona inferior e outra superior. A zona inferior é dominada por complexos de soleiras, enquanto a zona superior é composta por diques e soleiras formando estruturas compostas como intrusões em asa. As intrusões e fraturas das rochas encaixantes estão controladas por estruturas de direção NW-SE as quais coincidem com a direção axial da bacia. Essa relação pode estar associada com o regime tectônico extensional ou por instabilidades de talude da bacia durante o Eoceno. A organização arquitetural do Complexo de Injeção de Areia de Tumey apresentada neste trabalho caracteriza o complexo como um importante análogo para

modelamento litoestratigráfico e estrutural de complexos em subsuperfície, contribuindo assim para a exploração de hidrocarbonetos associados a intrusões de areia.

O mapeamento geológico do complexo incluiu a coleta de amostras para análises petrológicas de petrografia e análise de minerais pesados. Os resultados da análise petrográfica do complexo, contidos no artigo —*Petrofacies of Eocene Sand Injectites of the Tumey Giant Injection Complex, Central California (USA)*, ajudaram a definir as características das petrofácies deposicionais e intrusivas do complexo e as relações petrogenéticas entre as diferentes unidades. Composição detrítica e processos definem os canais turbidídicos da Formação Kreyenhagen como as unidades fontes (*parent units*) que alimentaram as intrusões de arenito confirmando as observações de campo. Microestruturas como fraturamento intragranular em grande quantidade nos arenitos intrusivos em relação aos arenitos deposicionais parentais indicaram que processos de microfraturamento aconteceram durante a remobilização e intrusão de areia. Processos diagenéticos, tais como compactação e cimentação de gipsita, modificaram as características de reservatório do complexo assim como influenciaram profundamente o regime de fluxo de fluídos durante sua evolução e gênese.

Os resultados da análise minerais pesados, mostrados no último artigo da tese, —*Heavy-mineral assemblages of the Tumey Giant Injection Complex, Central California (USA): implications for hydraulic segregation, mechanical abrasion, weathering, and provenance of sandstone intrusions*”, demonstram a caracterização das assembléias de minerais pesados de unidades deposicionais e intrusivas e suas características texturas. As assembléias minerais confirmam as observações de campo e petrográficas de que as injeções são provenientes dos canais turbidídicos da Formação Kreyenhagen sem contribuição das unidades subjacentes das

formações Domengine e Lodo. Observações petrográficas e análises SEM revelaram que minerais pesados, especialmente turmalina, apresentam uma morfologia tabular bem formada nas unidades fontes, mudando para uma morfologia mais arredondada e com grãos angulares desgastados com superfícies irregulares e fraturadas. Acredita-se que o maior grau de abrasão e fratura dos grãos ao longo das intrusões esteja relacionado à abrasão por injeção de areia e colisão de grãos durante o fluxo de grão em alta velocidade. A análise de minerais pesados, usada em conjunto com a petrografia, contribuíram para o entendimento da proveniência regional de unidades deposicionais e intrusivas relacionadas.

A integração das observações de campo e laboratoriais através de análises petrológicas do Complexo de Injeção de Areia Tumey ilustra que os sistemas de injetitos são ambientes complexos nos quais a fluidização, remobilização e injeção de areia em ambientes marinhos de águas profundas podem ser combinadas para produzir características arquiteturais e petrológicas variadas e complexas. Esta pesquisa não só aprimora o entendimento da interação entre remobilização e injeção de areia em subsuperfície rasa e demonstra e define processos e mecanismos geológicos que permitem a interpretação preditiva destes sistemas intrusivos em outros ambientes, o que, por sua vez, apóia a exploração e o desenvolvimento de reservatórios associados a complexos de intrusão.