

### 3 Sedimentologie des Hochwipfel-Karbons der Westkarawanken

Zur Bearbeitung der lithischen Wacken der Hochwipfel-Formation wurden unterschiedliche Methoden angewandt. Hierbei wurden zunächst Aufnahmen im Gelände durchgeführt, die später durch Untersuchungen an Gesteinsproben im Labor ergänzt wurden.

#### Feldarbeiten

Während der Sommermonate Juli bis September 1999 und 2000 wurde eine lithofazielle und lithostratigraphische Aufnahme im Gelände durchgeführt, um eine möglichst sichere, verlässliche allgemeine Profilauffolge des Hochwipfeldflyschs zu definieren und die erhaltenen Profile in lateraler Erstreckung zu korrelieren. Kernstück bilden die beiden Profilschnitte Korpitschgraben – Suheljgraben im östlichen Bereich, südlich von Korpitsch bei Finkenstein am Faaker See und Seltschach – Dreiländereck – Petelinjek im westlichen Bereich, südlich von Seltschach bei Arnoldstein. Leider konnten nur sehr wenige weitere Profilschnitte aufgenommen werden, die wenigstens grob mit den beiden Hauptprofilschnitten korreliert werden konnten. Meist war die Aussagekraft der zahllosen Einzelaufschlüsse in oft stark zerscherten und tektonisch verstellten Abfolgen bei schlechten Aufschlussbedingungen sehr gering. In den beiden Hauptprofilen konnte durch Vergleich und Korrelierung mehrerer Teilprofile jeweils ein Übersichtsprofil erarbeitet werden (Abb.3.1). Das Hauptaugenmerk wurde dabei auf die Unterscheidung und Abgrenzung größerer lithologisch gleicher oder sehr ähnlicher Einheiten gelegt. Neben der lithologisch unterschiedlichen Ausbildung (Korngröße, Gefüge) wurden auch die Geometrie der Gesteinskörper, sowie der visuelle Gehalt an einzelne prägnanten Komponenten (Hellglimmer, dunkle Klasten) für eine Typisierung herangezogen. Insbesondere wurde auf die Ausbildung von Gradierungen sowie Korngrößen- und Mächtigkeitstrends geachtet. Wie auch bei KUTTEROLF (2001) beschrieben, ist die Auflösung im Profilverlauf dieser mächtigen Abfolge nicht immer in gleichbleibend hohem Maß möglich.

#### 3.1 Lithofazielle Einheiten der Hochwipfel-Formation

Außer im Seeberger Paläozoikum sind Einheiten des Karbon nur noch im Bereich der Westkarawanken aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um die Hochwipfel-Formation des mittleren Unterkarbon bis unteren Oberkarbon auf der Nordseite des Gebirgskammes zwischen Rosenbach und Thörl-Maglern und die Auernig-Formation in Form tektonisch verschuppter kleiner Späne auf der Südseite zwischen Kranjska Gora und Kahlkogel. Ebenso treten Einheiten des Perm vorwiegend auf der südlichen Flanke auf.

SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) und SCHÖNLAUB (1980b) geben für die Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen und der Karawanken eine Mächtigkeit von 600 m bis mehr als 1000 m und KRÄINER (1989) von rund 1000 m. LÄUFER (1996) nennt eine Mächtigkeit von > 1000 m, die damit nahe an dem von KUTTEROLF (2001) für die Ostkarawanken angegebenen Wert von 950 m liegt. Meine Untersuchungen bestätigen ebenfalls eine sehr hohe Mächtigkeit von > 1000 m, unter Umständen von fast 2000 m. Hierbei entfallen etwa 900 bis 950 m auf die basalen, sehr tonreichen Anteile, die jedoch teils stark tektonisch beansprucht und verschuppt sind (Abb. 3.1). Abgesehen von dieser feinklastischen Hochwipfel-Einheit können noch etwa 950 bis 1000 m einer grobklastischen Hochwipfel-Einheit und einer heterolithischen Hochwipfel-Einheit zugeordnet werden.

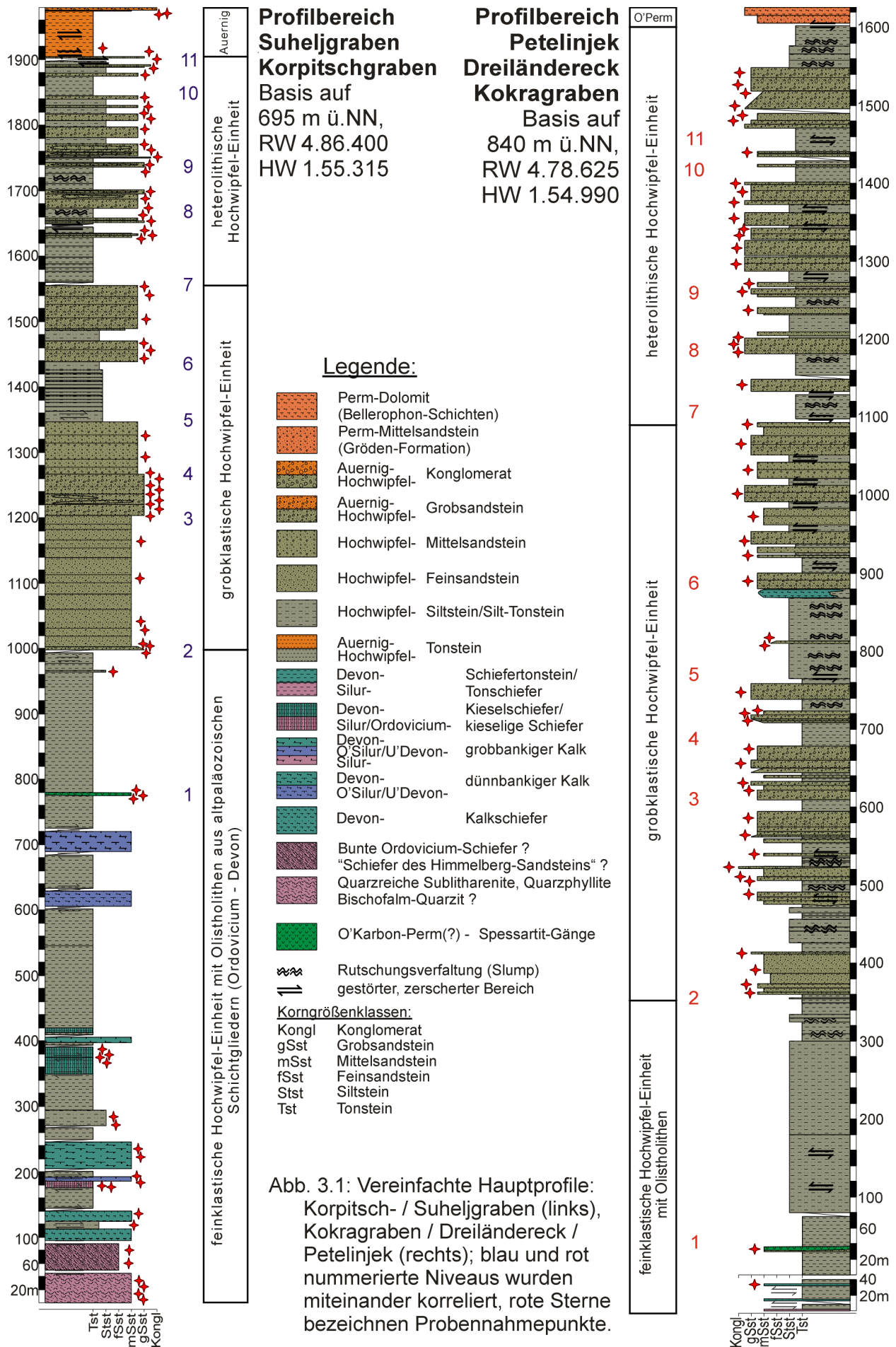


Abb. 3.1: Vereinfachte Hauptprofile: Korpitsch- / Suheljgraben (links), Kokragraben / Dreiländereck / Petelinjek (rechts); blau und rot nummerierte Niveaus wurden miteinander korreliert, rote Sterne bezeichnen Probennahmepunkte.

Die Mächtigkeit der sandigen, vorwiegend grobklastischen beiden oberen Einheiten entspricht demnach in etwa den Werten aus den oben genannten Quellen. Die Hochwipfel-Formation der Westkarawanken setzt sich damit aus drei Einheiten zusammen: Einer basalen feinklastischen Hochwipfel-Einheit, einer grobklastischen Hochwipfel-Einheit im mittleren Abschnitt und einer heterolithischen Hochwipfel-Einheit im oberen Abschnitt.

### 3.1.1 Basale feinklastische Hochwipfel-Einheit

Die basale feinklastische Hochwipfel-Einheit setzt sich aus mehr oder weniger stark tektonisch und anchimetamorph überprägten Tonsteinen, Schiefertonesteinen und Tonschiefern, sowie Siltsteinen und meist fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen zusammen. An der Basis dominieren hierbei schiefrige Tonsteine, die zum Hangenden zunehmend in Tonstein/Siltstein-Wechselfolgen übergehen (Tafel 1, Bild 7 und Bild 8). In der Regel liegt die Mächtigkeit der feinclinierten Tonsteine zwischen 0,5 und 2 cm, die der Siltsteinbänken zwischen 1 und 4 cm. Die Tonsteine weisen im frischen Handstück sehr dunkle Farbtöne von grau bis dunkelgrau auf. Äußerlich verwittern sie hingegen meist in einer charakteristischen braungrauen Farbe (Tafel 2, Bild 4). Die Siltsteine zeigen im frischen Zustand eine graue bis grünlichgraue Färbung. Die seltenen und meist dünnbankigen Sandsteine sind teilweise tektonisch stark überprägt, zerschert und kataklastisch beansprucht (Abb 3.2). In dieser Einheit treten insbesondere an der Basis, aber auch in höheren Profilmereichen Olistholithe altpaläozoischer Einheiten auf (Tafel 3, Bild 5). Diese zum Teil mehrere 10er Meter oder sogar mehr als 100 m großen Gleitblöcke wurden auch aus den Ostkarawanken (KULLMANN & LOESCHKE, 1994; TESSENHORN, 1971) und den Karnischen Alpen (BRENTFÜHRER et al., 2001; LÄUFER et al., 2001; HUBICH, 2000; LÄUFER, 1996; KRÄINER, 1992, 1989) beschrieben. An der Basis der feinklastischen Hochwipfel-Einheit kann die Existenz einer basalen Mittel- bis Grobkonglomeratlage angenommen werden. Sie tritt nur im Bereich zwischen Maurer und Weiernig südöstlich von Maglern auf und führt meist gut gerundete Lithoklasten vorwiegend kristallinen aber auch sedimentären Ursprungs. Es konnten Korndurchmesser bis zu 20 cm gemessen werden. Ferner sind angerundete und stark deformierte Tonsteinklasten vorhanden, die während der Kompaktion noch plastisch waren (Abb. 3.3a). Es könnte sich hierbei um die Füllung einer „initialen“ submarinen Rinne handeln.

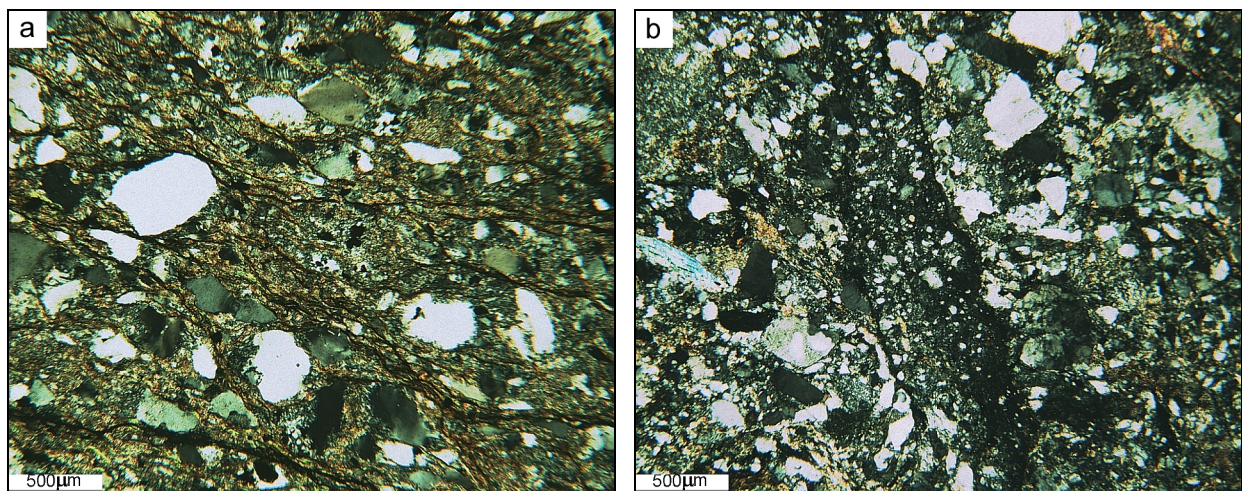


Abb. 3.2: Dünnschliff-Photographien basaler Sandsteine der feinklastischen Hochwipfel-Formation unter gekreuzten Nichols; a) intensive tektonische Überprägung mit anastomosierenden Scherbahnen in mittelkörnigem Sandstein; b) kataklastisch zerrüttete Zone in mittelkörnigem Sandstein.



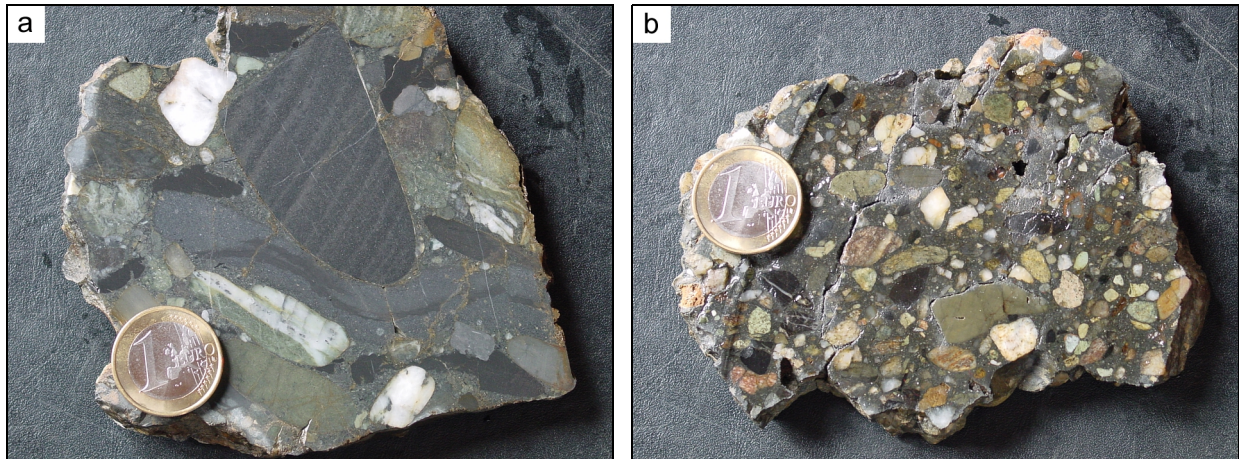


Abb. 3.3: a) Handstück aus dem basalen Mittel- bis Grobkonglomerat zwischen Maurer und Weiernig mit verschiedenen Kristallin- und Sedimentklasten. Der Silt-/Tonstein in der Bildmitte wurde während der Kompaktion durch den Feinsandstein stark deformiert und in der rechten Bildhälfte zerbrochen; b) Handstück aus einer mittelkonglomeratischen Lage der grobklastischen Hochwipfel-Einheit am Dreiländereck. Auffallend sind insbesondere Quarz- und Kristallinklasten, sowie grünliche, feinkörnige und alterierte Vulkanitklasten.

### 3.1.2 Grobklastische Hochwipfel-Einheit

Die grobklastische Hochwipfel-Einheit besteht hauptsächlich aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit eingelagerten feinkonglomeratischen Linsen (Tafel 3, Bild 7). Untergeordnet treten auch Tonstein-Siltstein-Wechselfolgen auf (Tafel 2, Bild 1 und Bild 2), der Siltstein-Anteil überwiegt jedoch in den meisten Fällen. Die Tonsteine weisen wiederum eine deutlich braunrötliche Verwitterungsfarbe und im frischen Zustand meist dunkle Grautöne auf. Die teils bis zu 10 m mächtigen Sandsteinbänke (vergleiche Karnische Alpen: SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993) oder unregelmäßig linsenförmig in das unterlagernde Substrat eingetieften Körper zeigen nur selten deutliche Sedimentstrukturen. Unter diesen treten normale (positive) Gradierungen, oft undeutliche trogförmige Schrägschichtung und seltener planare Schrägschichtung, Sohlmarken und Belastungsmarken auf. Daneben können oftmals Aufarbeitungsklasten (rip up -clasts) aus Tonsteinen (Tafel 3, Bild 9) und in seltenen Fällen mehr oder weniger vollständige Bouma-Sequenzen (Tafel 1, Bild 6) mit 40 bis 60 cm mächtigen  $T_A$  bis  $T_E$ -Folgen und asymmetrische Strömungsrippel erkannt werden. Die mächtigen, grob- bis mittelkörnigen Sandstein-Körper sind prägnant für die grobklastische Hochwipfel-Einheit und bilden mehr oder weniger weite, rinnenförmige Komplexe (Tafel 1, Bild 5; Tafel 3, Bild 8), deren einzelne, meist 1 bis 2 m mächtige Bänke lateral ausdünnen (vergleiche SCHÖNLAUB, 1971a). Die Sandsteine der grobklastischen Einheit zeichnen sich durch eine oft ockerbraune bis braunrötliche Verwitterungsfarbe aus (Tafel 3, Bild 8), sind aber im frischen Handstück grau bis dunkelgrau. Die größten Komponenten sind fast immer Quarzgerölle, die gelegentlich Korngrößen von bis zu 2 mm aufweisen. In den feinkonglomeratischen linsenförmigen Körpern können diese auch 15 mm erreichen. Andere Komponenten wie Lithoklasten bleiben in ihrer Korngröße meist deutlich zurück. Lydit- und Vulkanitklasten können aber ebenfalls zwischen 1 und 5 mm mittleren Korndurchmesser aufweisen. Während der Geländearbeit konnte bereits erkannt werden, daß die Mittel- und Grobsandsteine der grobklastischen Einheit eine schlechte bis sehr schlechte Sortierung aufweisen. Der Rundungsgrad ist angerundet bis subangular (vergleiche basale Einheiten nach KRÄINER, 1992). Dies stimmt mit den Beobachtungen von KUTTEROLF (2001) in den Ostkarawanken überein. Bereits makroskopisch können detritische Hellglimmer erkannt

werden. Ihr Auftreten scheint aber nicht prägnant zu sein. Zwischen der grobklastischen und der heterolithischen Einheit verhindert eine breite Störungszone in tonreicheren Partien eine genauere Profilaufnahme im Gelände.

### 3.1.3 Heterolithische Hochwipfel-Einheit

Diese Einheit zeichnet sich durch einen häufigen Wechsel von Tonstein/Siltstein-Abfolgen und mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen aus. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke erreicht mit maximal 4 m nicht die innerhalb der grobklastischen Einheit. Die Sandsteine zeigen oftmals schon einen im Gelände erkennbaren recht hohen Lithoklasten-Anteil. Instabile Klasten führen bei stärkerer Verwitterung im Aufschluß zu einem porösen Gefüge. Die Verwitterungsfarbe der Sandsteine zeigt etwas hellere rötlichbraune Farbtöne. Frisch geschlagene Handstücke sind im allgemeinen grau und seltener dunkelgrau. Die Tonstein-/Siltstein-Wechselfolgen sind insbesondere im Bereich des Profils Korpitschgraben – Suheljgraben in einigen Partien sehr gut verfestigt und zementiert. Sie zeigen hier auch eine graue bis bläulichgraue Verwitterungs- und nur geringfügig dunklere Eigenfarbe. Wie in der tieferen Einheit sind auch in der heterolithischen Einheit Lagen und linsenförmige Körper von Feinkonglomeraten enthalten, die hauptsächlich aus Quarz, Lydit und vulkanogenen Klasten bestehen. Sie erreichen eine Korngröße von maximal 10 mm. Der Rundungsgrad kann mit subangular bis angular angegeben werden. Deutlich größer sind die auftretenden Tonsteinklasten (rip up-clasts), die oft 40 mm und mehr aufweisen (Abb. 3.4). Sie sind oft mehr oder weniger zugerundet und in einigen Fällen deformiert. Sie schwimmen im allgemeinen frei im Sandstein. Die konglomeratischen Lagen zeigen ein weiteres laterales Aushalten als in der grobklastischen Hochwipfel-Einheit. Charakteristisch für diese höchste in den Westkarawanken aufgeschlossene Einheit sind die gehäuft auftretenden Tonstein-Aufarbeitungsklasten, die stärkere Präsenz feinkonglomeratischer Einschaltungen und der geringere Rundungsgrad.

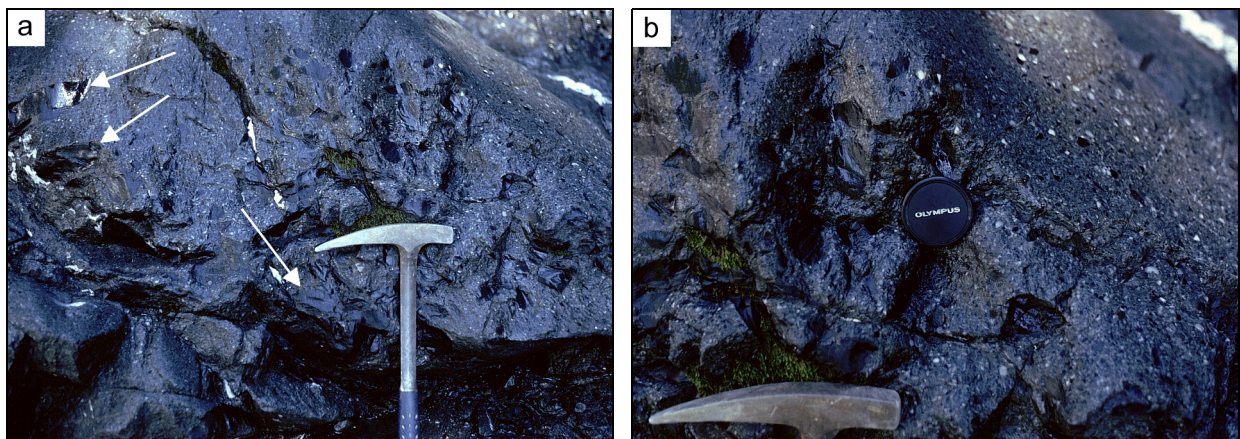


Abb. 3.4: Grobsandige bis feinkonglomeratische Bank im Suheljgraben (Fazies A1.4 nach PICKERING et al, 1988); a) an der Basis der Bank treten angerundete Tonstein-Aufarbeitungsklasten (rip up-clasts) auf (insbesondere links oben mit über 10 cm Korngröße; Pfeile); b) Nahaufnahme des rechten Bildausschnitts von Bild a) zeigt 5 bis 10 mm große Quarz- und Lyditgerölle.

In allen drei Einheiten treten in den feinklastischen Tonstein- und Tonstein-Siltstein-Wechselfolgen Strukturen postsedimentärer submariner Rutschungen (slumps) auf, besonders häufig sind sie jedoch im Bereich der basalen feinklastischen Hochwipfel-Einheit und der heterolithischen Hochwipfel-Einheit (Tafel 2, Bild 3 und Bild 4).

Nach TESSENHORN (1971) begann die Schüttung in der Hochwipfel-Formation des Seeberger Paläozoikums mit Rutschungen, Fluxoturbiditen und Grobturbiditen von

Süden nach Norden. Nach dieser Auslösephase stellt sich eine typische Flysch-Sedimentation ein, die Schüttungen parallel zur Beckenachse und hauptsächlich in Richtung Westen und untergeordnet auch nach Osten mit sich bringt. In den Westkarawanken konnte nur eine Schüttungsrichtung nach Osten erkannt werden. Tessensohn (1971) sieht hierin das Ergebnis lateraler Einschüttungen, die dann in den E-W-gerichteten Trog eingelenkt werden. Die Geometrien und die Ausrichtung der rinnenförmigen Sandsteinkörper innerhalb der Westkarawanken stützen diese Behauptung einer lateralen, von Süden oder Norden kommenden Schüttung. Aufgrund der nur geringen Einschaltung von konglomeratischen Lagen erscheint es sinnvoll, die Sedimententwicklung der Westkarawanken im Sinne von TESSENSOHN (1971) als Nordfazies zu bezeichnen und das Becken damit an den nördlichen Rand des Ablagerungsraumes zu stellen. Die von TESSENSOHN (1971) und KRAINER (1992, 1989) beschriebene Ichnofazies umfasst die Spurenfossilien *Dictyodora libeana*, *Lophoctenium isp.*, *Paläodictyon isp.* und *Nereites isp.*. Diese Ichnofazies ist für klastische Tiefseesedimente typisch (KRAINER, 1992; SCHÖNLAUB, 1985). Diese konnten von mir lediglich im Karbon von Nötsch erkannt werden. In den Westkarawanken treten jedoch nur kleine unbestimmbare Pflanzenhäcksel auf.

### 3.2 Transportmechanismen submariner gravitativer Sedimentströme

Nach LOWE (1982) wirken vier Hauptmechanismen bei der Bildung der Ablagerungen gravitativer Sedimentströme. Kornablagerung durch basale Reibungssedimentation (traction sedimentation) und Suspensionssedimentation (suspension sedimentation) wirken individuell und akkumulieren direkt aus der Boden- respektive der Suspensionsfracht. Ablagerungen durch Reibungsausbremsung (frictional freezing) und kohäsive Ausbremsung (cohesive freezing) interagieren entweder durch Reibungskontakt beziehungsweise durch kohäsive Kräfte und werden zusammen abgelagert (LOWE, 1982). Ein Sedimentationsereignis individueller Sedimentströme schließt mehr als einen der obigen Mechanismen ein. Sie agieren entweder hintereinander oder gleichzeitig und beeinflussen unterschiedliche Kornpopulationen. Ablagerungen aus Turbulenzströmen werden daher nach LOWE (1982) auf der Grundlage von drei dynamischen Kornpopulationen eingeteilt (vergleiche auch MULDER & ALEXANDER, 2001; MULDER & COCHONAT, 1996).

Nach MULDER & COCHONAT (1996) und LOWE (1982) können folgende Fließtypen unterschieden werden: a) Turbulenzströme – das Sediment wird durch Turbulenz getragen, b) fluidisierte Ströme – das Sediment wird vollständig durch aufströmende Porenwässer getragen, c) verflüssigte Ströme – das Sediment wird nicht vollständig getragen, sondern sinkt durch aufströmende Porenwässer hindurch, d) Kornströme – das Sediment wird durch dispersiven Korndruck infolge von Partikelkollisionen getragen und e) kohäsive Ströme – das Sediment wird durch eine kohäsive Matrix getragen.

MULDER & ALEXANDER (2001), SHANMUGAM (1996) und LOWE (1982) trennen subaquatische gravitative Sedimentströme aufgrund ihrer rheologischen Eigenschaften in fluidale (nicht-kohäsive) und plastische (kohäsive) Typen. Fluidale Ströme beinhalten eine newtonsche oder nicht-newtonsche Flüssigkeit, die keine Scherfestigkeit aufweist und sich daher bei einwirkender Scherung deformiert. Plastische Ströme enthalten ein Medium, das sich nicht bewegt, bis eine minimale Scherspannung und die Scherfestigkeit überschritten wird. Fluidale Ströme umfassen Turbulenzströme, fluidisierte Ströme und einige verflüssigte Ströme (SHANMUGAM, 1996). Plastische Ströme umfassen Trümmerströme, Kornströme und einige verflüssigte Ströme (MUDLER & COCHONAT, 1996; SHANMUGAM, 1996; LOWE, 1982). Sehr unterschiedliche Vorstellungen bestehen aber betreffend der Dichtegrenze zwischen niedrigkonzentrierten und hochkonzentrierten Turbulenzströmen (SHANMUGAM, 1996).



Die Rheologie des Wasser-Sediment-Gemischs wird hauptsächlich durch die Sedimentkonzentration bestimmt und weniger durch die Korngröße und die chemischen und physikalischen Eigenschaften des Sediments (SHANMUGAM, 1996).

Die Ablagerung aus verzögerten, rheologisch fluidalen Sedimentströmen erfolgt demnach durch basale Reibungssedimentation aus der Bodenfrachtlage oder durch Suspensionssedimentation direkt aus der Suspensionsfracht. Eine Übersicht über die verschiedenen Transport-Typen gibt Tab. 3.1.

Tab. 3.1: Klassifizierung subaquatischer gravitativer Sedimentströme.

Fließverhalten	MULDER & ALEXANDER (2001)	SHANMUGAM (1996)	LOWE (1982)
plastisch (Bingham- Fluid)	Trümmerstrom	Trümmerstrom	kohäsiver Trümmerstrom / Schlammstrom Kornstrom
			fluidal (Newton- Fluid)
konzentrierter Dichtestrom	fluidisierter Strom		
Turbulenz- ströme <i>sensu stricto</i>	Turbulenzstrom - Schwall	Turbulenzstrom	
	Schwall-artiger Turbulenzstrom		niedrigkonzentrierter Turbulenzstrom
	quasi-statischer Turbulenzstrom		

### 3.2.1 Turbulenzströme (trubidity currents)

Die Körner werden durch Turbulenz getragen (MULDER & COCHONAT, 1996; LOWE, 1982). Die Ablagerung muß getrennt auf unterschiedliche Korngrößenpopulationen bezogen werden. Dies ist notwendig, da individuelle Partikelgruppen durch unterschiedliche Mechanismen in Schwebelage gehalten werden (LOWE, 1982). Folgende Korngrößenpopulationen können definiert werden: 1) Ton, Silt und fein- bis mittelkörnige Sandpartikel, die unabhängig von ihrer Konzentration allein durch die Turbulenz des Fluids getragen werden. Daher sind auch verdünnte, niedrigkonzentrierte Ströme möglich; 2) grobkörniger Sand bis feinkiesige Partikel, die in verdünnten Strömen nicht vollständig in großen Mengen in Suspension gehalten werden können. In konzentrierten Suspensionen werden diese größeren Körner durch die kombinierten Effekte von a) Turbulenz, b) verhindertem Absinken durch die hohe Konzentration und c) Auftrieb durch die Mischung aus Wasser und feinkörnigen Sedimenten getragen; 3) Fein- und Grobkiesklasten haben Konzentrationen größer als 10 bis 15 % und werden durch die kombinierten Effekte der Turbulenz, des verhinderten Absinkens, des Matrixauftriebs und des dispersiven Korndrucks durch Kornkollisionen getragen. Nur die Fluidturbulenz ist von der Konzentration abhängig (SHANMUGAM, 1996; LOWE, 1982).

Die Korngrößenpopulationen 2 und 3 werden in großer Menge nur in relativ konzentrierten Strömen transportiert und werden schnell abgelagert. Es müssen daher nach LOWE (1982) zwei Haupttypen von Turbulenzströmen unterschieden werden: **Niedrigkonzentrierte Ströme**, die hauptsächlich aus der Population 1 bestehen und in denen das Sediment unabhängig von der Konzentration getragen wird, sowie **hochkonzentrierte Ströme**, welche die Populationen 1, 2 und 3 umfassen können und die Tragkraft an Sediment konzentrationsabhängig ist. Verhindertes Absinken und dispersiver Korndruck werden bezüglich der Sedimenttragkraft bei Konzentrationen

über 20 bis 30 % bedeutend (LOWE, 1982). Hochkonzentrierte Ströme der Kornpopulationen 2 und 3 bedingen wahrscheinlich Konzentrationen über diesen Werten. Ströme dieser grobkörnigen Populationen mit Konzentrationen unter 20 % sind wahrscheinlich instabil und neigen zum kollektiven Kollaps. Hochkonzentrierte Turbulenzströme ähneln in ihren rheologischen Eigenschaften eher plastischen Strömen (SHANMUGAM, 1996).

### **Niedrigkonzentrierte Turbulenzströme (low-density turbidity currents)**

Niedrigkonzentrierte Turbulenzströme haben drei wesentliche Ursprünge (MULDER & COCHONAT, 1996): Wiederverdichtung von fein suspendiertem Material, initiales Hangversagen und fortschreitende Umwandlung einer hyperpyknischen Wolke. Das Abbremsen wird durch den Übergang des Sediments aus der Suspensions- in die Bodenfracht markiert. Hierbei werden Bouma  $T_b$ - und  $T_c$ -Lagen gebildet (LOWE, 1982). Die überlagernde  $T_d$ -Schicht stellt eine direkte Suspensionssedimentation dar, die durch basale Reibung beeinflusst wird. Als Folge hiervon muß die charakteristische feine Parallellamination und texturale Sortierung angesehen werden.  $T_a$ -Lagen scheinen auf eine direkte Suspensionssedimentation aus hochkonzentrierten Strömen beschränkt zu sein.

### **Hochkonzentrierte Turbulenzströme**

Turbulenz entwickelt sich für gewöhnlich aus Hangrutschungen und -gleitungen, sowie fluidisierten Strömen (MULDER & COCHONAT, 1996). Nach LOWE (1982) kann eine Unterteilung in sandige, durch Turbulenz und verhindertes Absinken getragene Ströme der Kornpopulation 2 und durch dispersive Drucke und Matrixauftrieb getragene kiesige Ströme der Kornpopulation 3 vorgenommen werden. Nach MULDER & ALEXANDER (2001) handelt es sich hierbei um konzentrierte bis hyperkonzentrierte Dichteströme.

### **Sandige hochkonzentrierte Turbulenzströme**

Die gesamte Suspensionsfracht besteht aus Material der Populationen 1 und 2 in Ton-, Silt- und Sandkorngröße. Es bildet ein zweilagiges System mit einer turbulenten oberen Wolke und einem hochkonzentrierten, hauptsächlich laminaren Bodenstrom (MULDER & COCHONAT, 1996). Nur wenig Sediment ist gröber als Graupensande oder Feinkies. Die Ablagerung des Sediments erfolgt in drei Hauptphasen (LOWE, 1982), zuerst als basale Reibungssedimentation, dann als Bodenfrachtteppich und schließlich als Suspensionssedimentation. In der ersten Phase treten Strukturen wie Parallellamination und planare oder trogförmige Schrägschichtung auf. Sie sind für mächtige, „proximale“ Sandsteine und kiesige Sandsteineinheiten typisch. Der Strom kann teilweise erosiv in die Unterlage einschneiden und linsenförmige Umriss, Amalgamierungen und Schleifmarken verursachen. In der zweiten Phase wird mit zunehmender Unstetigkeit des Stromes die Sedimentfracht mehr und mehr zur Bodenschicht hin konzentriert. Der Transport innerhalb der Bodenschicht wird immer mehr durch Kornkollisionen kontrolliert. Dies führt zu einer basalen Partikelschicht, die durch dispersive Korndrucke getragen wird (LOWE, 1982). Bei unterdrückter Turbulenz entwickelt sich ein basaler Reibungsteppich. Bei einer kontinuierlichen Sedimentation aus dem überlagernden Strom bildet sich durch einen erzwungenen Kollaps des basalen Reibungsteppichs eine invers gradierte Lage. Sedimenteinheiten aus basalen Reibungsteppichen sind typisch für „proximale“ Turbidite und  $T_a$ -Lagen normaler Turbidite und können in 1 m bis 10 m mächtigen „proximalen“ Turbiditen auftreten. Wenn diese basale Lage fehlt, wird sie meist durch unreife Parallellamination oder trogförmige Schrägschichtung fortgeschrittener Phasen ersetzt. Einzelne Ablagerungen aus Reibungsteppichen zeigen in den unteren Bereichen eine gut ausgebildete aber diskontinuierliche inverse



Gradierung von mittelkörnigem Sandstein zu graupensandigen Konglomeraten (LOWE, 1982). Darüber folgen massive ungradierte graupensandige Konglomerate. In der letzten Phase kommt es aufgrund hoher Sinkraten aus der Suspensionsfracht zur direkten Suspensionssedimentation. Die resultierende Ablagerung ist korngestützt und zeigt keine basalen Reibungsstrukturen. Sie kann massiv sein oder Gradierung und / oder primäre Entwässerungsstrukturen zeigen. Falls die Sedimente kohäsionslos sind, können sich sekundäre Entwässerungsstrukturen (v.a. dish and pillar structures) bilden (LOWE, 1982). Diese Phase kann die gesamte hochkonzentrierte Suspensionsfracht umfassen und schlagartig Sand- und Kiesbänke von mehreren Metern Mächtigkeit bilden, die nach LOWE (1982) keine Strukturen einer basalen Reibungssedimentation aufweisen. Für Ablagerungen sandiger hochkonzentrierter Turbulenzströme ergibt sich damit nach LOWE (1982) folgende idealisierte Sequenz: Die  $S_1$ -Lage zeigt basale Reibungsstrukturen, Parallellamination und trogförmige Schrägschichtung. Die darüber folgende  $S_2$ -Lage weist dünne horizontale Lagen mit inverser Gradierung und basaler Scherlamination auf.  $S_3$ -Lagen aus der Suspensionssedimentation können strukturlos oder normal gradiert sein und zeigen normalerweise Entwässerungsstrukturen. Die konstante Korngröße in der Lowe- $S_3$ -Fazies weist auf einen nahezu konstanten Scherstress oder schnelle Kornsedimentation ohne basale Reibungssedimentation hin (PLINK-BJÖRKLUND et al., 2001). Die  $S_{1-3}$ -Lagen können mit den  $T_{bc}$ -,  $T_d$ - und  $T_e$ -Lagen einer Bouma-Abfolge verglichen werden (LOWE, 1982). Körner der Population 1 bleiben in der Suspension und können niedrigkonzentrierte bis relativ hochkonzentrierte Turbulenzströme bilden, die dann ältere  $S_3$ -Lagen teilweise erodieren können. Nach TALLING (2001) ist die hochkonzentrierte Strömungskomponente auf die Lagen  $T_a$  und  $T_b$  einer Bouma-Sequenz beschränkt. Schnell verzögerte Ströme können die Ablagerung der Sedimente entweder durch basale Reibungssedimentation oder durch Suspensionssedimentation beginnen. Ströme, die im wesentlichen aus feinkörnigen Sanden bestehen, zeigen keine Ablagerungen aus Reibungsteppichen.

### 3.2.2 Kiesige hochkonzentrierte Turbulenzströme

Ähnliches wie für sandige hochkonzentrierte Turbulenzströme gilt für diesen Typ, nur kommt es hier fast generell zur Abtrennung eines hochkonzentrierten sandigen Turbulenzstroms. Die initialen Kiesablagerungen werden strukturell in  $R_1$  (grober Kies mit basalen Reibungsstrukturen),  $R_2$  (invers gradierte Kieslage) und  $R_3$  (normal gradierte Kieslage) eingeteilt (LOWE, 1982). Es können folglich nach LOWE (1982) aus hochkonzentrierten kiesigen Turbulenzströmen in einer ersten Sedimentationswelle  $R_2$ - und  $R_3$ -Lagen, in einer zweiten Welle  $S_1$ -,  $S_2$ - und  $S_3$ -Lagen und in einer dritten Welle Bouma-Sequenzen mit  $T_{b-e}$  gebildet werden. Auch MULDER & COCHONAT (1996) beschreiben derartige Übergänge. Dies entspricht auch der vorgeschlagenen Entwicklung hyperkonzentrierter Dichteströme nach MULDER & ALEXANDER (2001), die in konzentrierte Dichteströme und Turbulenzströme (*sensu stricto*) übergehen können.

### 3.2.3 Verflüssigte und fluidisierte Ströme (liquefied and fluidized flows)

Verflüssigte Ströme werden entweder durch Rutschungen (slumping), gefolgt von einer Verflüssigung (Liquifizierung) des abgerutschten Sediments verursacht oder werden auch durch spontane Verflüssigung an Hängen mit über  $3^\circ$  bis  $4^\circ$  Gefälle gebildet (LOWE, 1982). Sie können das Sediment entweder als laminare Suspension abgelagern oder werden turbulent und entwickeln sich in hochkonzentrierte Turbulenzströme. Die direkte Ablagerung aus einem verflüssigten Strom bildet Ablagerungen wie jene durch Absinken aus einer laminaren hochkonzentrierten Suspension. Die Ablagerungen sind korngestützt, bestehen hauptsächlich aus feinkörnigem Sand und grobem Silt und sind massiv oder zeigen Entwässerungsstrukturen. Sie können ungradiert, teilweise gradiert

oder über die gesamte Mächtigkeit normal gradiert sein. Fluidisierte Ströme hingegen verlangsamten sich entweder und werden verflüssigte Ströme oder beschleunigen und werden dadurch zu Turbulenzströmen (LOWE, 1982). Ihre Ablagerungen entsprechen daher denen verflüssigter Ströme oder denen turbulenter Ströme. Sie unterscheiden sich lediglich durch das Fehlen respektive das Vorhandensein einer basalen Wasserschicht unter der Strömung (MULDER & COCHONAT, 1996). Auslöser für eine spontane Verflüssigung können Gezeitschwankungen, langperiodische Wellen und in den meisten Fällen Erdbeben sein (MULDER & COCHONAT, 1996).

#### **3.2.4 Kornströme (grain flows)**

Echte Kornströme sind Dispersionen fester Partikel, die nach MULDER & ALEXANDER (2001), MULDER & COCHONAT (1996) und LOWE (1982) nur durch dispersive Drucke als Folge von Kornzusammensstößen in der Schwebe gehalten werden. Anhaltende Kornströme aus subaquatischen Sanden können nur bei relativ steilen Hängen entstehen (MULDER & COCHONAT, 1996), wenn der natürliche statische Böschungswinkel von 18° bis 28° erreicht wird (LOWE, 1982). Einzelne Kornströme bleiben ohne weitere Modifizierungen durch überlagernde Ströme oder eine hochkonzentrierte interstitiale Matrix im Porenraum allgemein unter einer Mächtigkeit von 5 cm. Der Grund hierfür ist die Unfähigkeit der Körner an der Basis des Stromes genügend große dispersive Korndrucke aufzubauen, um eine dicke überlagernde Säule dispergierter Sedimente zu tragen (LOWE, 1982). Die Sedimentation erfolgt durch Reibungsausbremsung. Die Ablagerungen sandiger Ströme bestehen aus korngestütztem Sand in einzelnen dünnen, invers gradierten Flusseinheiten im natürlichen Böschungswinkel.

Zwei andere wichtige Typen der Korndispersionen sind für die Bildung natürlicher Ablagerungen wichtig (LOWE, 1982): Ströme, die Sedimentmischungen einschließen und jene, die basale Reibungsteppiche einbeziehen und von überlagernden Strömen angetrieben werden. Die dichte Sediment-Wasser-Matrix kann von einer kohäsionslosen Silt-Sand-Suspension zwischen Kiesklasten bis zu kohäsiven Ton-Silt-Sand-Kies-Gemenge reichen. Kohäsionslose Ströme dieses Typs wurden als „Dichtemodifizierte Kornströme“ bezeichnet. Individuelle Sedimentationseinheiten erreichen im allgemeinen mehr als 0,4 m Mächtigkeit und bestehen aus Klasten-gestützten Fein- und Grobkiesen in einer schlecht sortierten Sand-, Silt- und Tonmatrix (LOWE, 1982). Innerhalb von Grobkieslagen ist inverse Gradierung häufig, dagegen scheinen Feinkieslagen ungradiert oder schlecht invers gradiert.

SHANMUGAM (1996) stellt die von LOWE (1982) angeführten hochkonzentrierten Turbulenzströme zu den Trümmerströmen und bezeichnet sie als sandige Trümmerströme oder sandige Massenströme. Sie entsprechen unter anderem den hyperkonzentrierten Dichteströmen nach MULDER & ALEXANDER (2001). Rheologisch werden ihnen plastische Eigenschaften zugesprochen. Ein Gehalt an detritischer Schlammmatrix von 5 % ist bereits ausreichend, um einen Reibungskontakt der Körner durch Schmierung zu verhindern und der Strömung gleichzeitig Festigkeit zu geben (SHANMUGAM, 1996). Das Konzept sandiger Trümmerströme kann die Existenz problematischer submariner massiger Sande mit Hinweisen auf eine plastische Rheologie und Fließfestigkeit erklären (SHANMUGAM, 1996). Solche Hinweise sind unter anderem schwimmende Quarz-Graupen in feinkörnigem Sandstein (plastisches Fließen), die Erhaltung zerbrechlicher Tonsteinklasten (laminares Fließen), irreguläre obere Kontakte und lateral auskeilende Geometrien („Einfrieren“ des primären Reliefs) und detritische Matrix (Fließen eines hochkonzentrierten plastischen Mediums).

Der ältere Begriff „Fluxoturbidit“ wurde auf Sandsteinbänke angewandt, die sowohl Charakteristiken der Ablagerung aus Turbulenzströmen, als auch Hinweise auf Gleitprozesse zeigen (DZULYNSKI et al., 1959).

### 3.3 Interpretation des Sedimentationsstils der Hochwipfel-Formation

Die meist feinlaminierten Tonsteine der feinklastischen Hochwipfel-Einheit an der Basis der Hochwipfel-Formation weisen auf eine pelagische Sedimentation in einer distaleren Lage zum Kontinentalhang und zur Sedimentquelle hin. Dies wird an einzelnen Stellen durch pelagische Kalke in Mangelfazies (westlich Arnoldstein) und vereinzelte Lyditbildungen innerhalb der tiefsten Schichtglieder unterstrichen. Insbesondere während einer frühen Phase glitten in die tieferen Abschnitte dieses Beckens zahlreiche allochthone Kalkschollen als Olistholithe ein (Tafel 3, Bild 5). Zusätzlich können sehr häufig submarine Rutschungen mit Verfaltungen der Gleitmassen aus Tonstein-Siltstein-Folgen beobachtet werden. Die Ausbildung extrem grobklastischer Konglomerate an der Basis der Hochwipfel-Formation und die zu Beginn der feinklastisch-turbiditischen Sedimentation in das Becken gleitenden Olistholithe zeigen die initiale tektonische Anlage des eigentlichen Hochwipfel-Beckens an. Hierbei könnte die Ausbildung des Karbon von Nötsch (Abschnitt 2.6 – Karbon von Nötsch) einen sehr proximalen Bereich des Schelfs darstellen. Tonstein-Siltstein-Wechselfolgen nehmen zum Hangenden, in Richtung auf die grobklastische Hochwipfel-Einheit zu und deuten auf zunehmend „proximalere“ Bereiche hin. Es handelt sich demnach um die Fazies E2.2, F2.1 und D2.3 (Tab. 3.2) nach PICKERING et al. (1988).

In der grobklastischen Hochwipfel-Einheit treten massige, oft unstrukturierte Sandsteinbänke von großer Mächtigkeit auf. Es könnte sich hierbei um die von TESSENHORN (1971) in den Ostkarawanken als „Fluxoturbidite“ im Sinne von DZULYNSKI et al. (1959) bezeichneten Einheiten handeln. Die Bildung der massigen, homogenen Sandsteinbänke kann zum einen auf eine erzwungene, plötzliche Sedimentation aus der Suspensionsfracht eines hochkonzentrierten sandigen Turbulenzstroms zurückgeführt werden (hyperkonzentrierte Dichteströme cf. MULDER & ALEXANDER, 2001). Andere strukturlose und homogene Bänke mittel- bis grobkörniger Sandsteine könnten allerdings auch im Sinne von SHANMUGAM (1996) als Folge plastischer sandiger Trümmerströme interpretiert werden. In der Kanalfazies des mittleren Fächers fehlt in den mittel- bis sehr grobkörnigen Sandsteinen meist eine interne Lamination (LOWE, 1982). Die massigen Bänke entsprechen der Fazies B1.1 (thick/medium-bedded, disorganized sands) nach PICKERING et al. (1988). Amalgamierte Rinnenfüllungen sind ebenfalls massiv und zeigen keine deutliche Schichtung. Tonreichere zwischengelagerte Partien sind der Fazies C1.1 (poorly sorted muddy sands) zuzuordnen (Tab. 3.2). Teilweise treten auch organisierte Bänke auf, die oftmals unvollständige Bouma-Sequenzen  $T_{b-e}$  oder  $T_{c-e}$  zeigen und der Fazies C2.1 oder C2.2 der Fazies-Gruppe C2 (organized sand-mud couplets) entsprechen (PICKERING et al., 1988). Statistische Untersuchungen haben gezeigt, daß die Mächtigkeit der Sandstein-Intervalle abhängig von der maximalen basalen Korngröße ist (TALLING, 2001). Bei basalen Korngrößen um 200  $\mu\text{m}$  treten Sandsteinbänke von etwa 1 - 2 cm auf, bei Körnern von 600 – 2000  $\mu\text{m}$  dagegen Bänke von 10 – 30 cm (vergleiche auch CARLSON & GROTZINGER, 2001).

Vereinzelt kann die grobsandige bis feinklastische Faziesausbildung A1.4 mit schwimmenden Quarzgeröllen erkannt werden. Die deutlich unterschiedliche Entwicklung innerhalb dieser Einheit der beiden Profilschnitte (Abb. 3.1) ist bereits makroskopisch erkennbar. Dies kann ein Hinweis auf den Eintrag aus voneinander abweichenden Sedimentquellen sein (vergleiche Abschnitt 4.1 – Leichmineral-Analyse). In den feinklastischen Partien dominiert die Fazies D2.3. Fazies F2.2 stellt



Tab. 3.2: Faziesklassifizierung der Hochwipfel-Formation nach PICKERING et al. (1988).

Fazies	Beschreibung	Transport- / Ablagerungsprozeß
<b>Heterolithische Hochwipfel-Einheit</b>		
A1.4	Disorganized pebbly sands	Hochkonzentrierte Turbulenzströme / schnelle kollektive Kornablagerung einer Kies-Sand-Mischung aufgrund angestiegener intergranularer Reibung bei der Abbremsung des Stroms.
B1.1	Thick/medium-bedded, disorganized sands	Hochkonzentrierte Turbulenzströme / schnelle Massenablagerung aufgrund intergranularer Reibung in einer konzentrierten Dispersion in der Basisschicht. Die resultierende lose Kornpackung kann während oder nach der Ablagerung der gesamten Bank kollabieren, was zu Entwässerungsstrukturen führt.
D2.1	Graded-stratified silt	Niedrig konzentrierte Turbulenzströme / schrittweise Kornablagerung aus der Suspension, gefolgt von Reibungstransport am Boden mit Bildung von Lamination. Tonlagen am Top werden aus der Suspension als Flocken ohne weiteren Reibungstransport abgelagert.
D2.3	Thin regular silt and mud laminae	Hauptsächlich niedrig konzentrierte Turbulenzströme, aber möglicherweise schwache Bodenströmungen.
F2.1	Coherent folded and contorted strata	Gleitungen und rotierte Rutschungen entweder in Folge sedimentärer Überbelastung eines weichen Sediments oder durch zyklische oder singuläre Schocks (Erdbeben, Tsunami).
<b>Grobklastische Hochwipfel-Einheit</b>		
A1.4	Disorganized pebbly sands	Hochkonzentrierte Turbulenzströme / schnelle kollektive Kornablagerung einer Kies-Sand-Mischung aufgrund angestiegener intergranularer Reibung bei der Abbremsung des Stroms.
B1.1	Thick/medium-bedded, disorganized sands	Hochkonzentrierte Turbulenzströme / schnelle Massenablagerung aufgrund intergranularer Reibung in einer konzentrierten Dispersion in der Basisschicht. Die resultierende lose Kornpackung kann während oder nach der Ablagerung der gesamten Bank kollabieren, was zu Entwässerungsstrukturen führt.
C1.1	Poorly sorted muddy sands	Schlammreiche, sehr hochkonzentrierte Turbulenzströme oder wässrige Sand-Schlamm-Trümmerströme / schnelle Massenablagerung durch anwachsende intergranulare Reibung oder Kohäsion.
C2.1	Very thick/thick-bedded sand-mud couplets	Hochkonzentrierte Turbulenzströme / schrittweise Ablagerung der Körner aus der Suspension und Abdeckung.
C2.2	Medium-bedded sand-mud couplets	Turbulenzströme mittlerer Konzentration / schrittweise Ablagerung der Körner aus der Suspension und Transport als Bodenfracht.
D2.3	Thin regular silt and mud laminae	Hauptsächlich niedrig konzentrierte Turbulenzströme, aber möglicherweise schwache Bodenströmungen.
F2.2	Brecciated and balled strata	Gravitativ induzierte Rutschung, wobei interne Deformation und Brecciation auftritt.
<b>Feinklastische Hochwipfel-Einheit</b>		
D2.3	Thin regular silt and mud laminae	Hauptsächlich niedrig konzentrierte Turbulenzströme, aber möglicherweise schwache Bodenströmungen.
E2.2	Laminated muds and clays	Periodischer Eintrag von Schlamm als Suspensionsfracht durch niedrigkonzentrierte Turbulenzströme, Transport hemipelagischen Materials durch Ozeanströmungen, in situ –Produktion organischer Materie in der überlagernden Wassersäule.
F2.1	Coherent folded and contorted strata	Gleitungen und rotierte Rutschungen entweder in Folge sedimentärer Überbelastung eines weichen Sediments oder durch zyklische oder singuläre Schocks (Erdbeben, Tsunami).
<b>Basale Konglomerat-Einheit</b>		
A1.1	Disorganized gravel	Hochkonzentrierte Turbulenzströme oder Trümmerströme / Ausfrieren bei abnehmender Hangneigung durch intergranulare Reibung und Kohäsion.

dagegen extrem verfaltete und breccierte Rutschungsblöcke, entstanden aus Sedimenten von D2.3 dar. In Zusammenschau dieser Interpretationen erscheint für die grobklastischen Einheiten die Beschreibung unter dem Begriff „Fluxoturbidit“ demnach eine Mischung zwischen plastischen verflüssigten Strömen und hochkonzentrierten sandigen Turbulenzströmen darzustellen und trifft am besten auf den Transport- und Sedimentationsmechanismus im Hochwipfel-Becken zu.

Die in der heterolithischen Hochwipfel-Einheit auftretenden vereinzelt Lagen mit schwimmenden Quarzgeröllen und Tonsteinklasten (Abb. 3.4) sind in die Fazies A1.4 (pebbly sands) nach PICKERING et al. (1988) zu stellen. Massige und homogene Sandsteinbänke der Fazies B1.1 stellen wahrscheinlich gleiche Sedimentationsereignisse wie in der grobklastischen Hochwipfel-Einheit dar. Sie treten jedoch weit weniger häufig auf. Weiter sind tonreiche Partien charakteristisch. Sie umfassen die Fazies D2.1 und D2.3 und sind als „distalere“ niedrigkonzentrierte Turbidite aufzufassen. Auffällig ist das Auftreten der Fazies F2.1. Es scheinen sich demnach am Schelf wieder größere tonreiche Sedimentmassen angesammelt zu haben, die aufgrund unterschiedlicher Ereignisse (Erdbeben, Sturm, Sedimentüberlast) zum Abrutschen gebracht wurden. Das Fehlen der Fazies C1.1, C2.1 und C2.2 hochkonzentrierter Turbulenzströme weisen auf eine Beruhigung der Beckenakzentuierung oder das Fehlen entsprechenden Sedimentmaterials hin.

Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch HAINES et al. (2001) im Fall vergleichbarer Ablagerungen kambrischer Turbidite im Kanmantoo-Trog von Süd-Australien. Sie führen fein- bis mittelkörnige, massige, oft mehrere Meter mächtige gradierungsfreie Sandsteine auf hochkonzentrierte Turbulenzströme zurück. Als Auslöser könnten hyperpyknische Wolken oder das Versagen einer Sedimentakkumulation an einem Deltahang sein (HAINES et al., 2001). Der Kanmantoo-Trog wird nach HAINES et al. (2001) als dreieckförmiges Zerrbecken angesehen, das sich in der Verlängerung einer Seitenverschiebungszone gebildet hat. PLINK-BJÖRKLUND et al. (2001) beschreiben ebenfalls bis zu 4,5 m mächtige ungradierte oder laminierte Sandsteine des unteren Kontinentalhanges, die in Form sandreicher hyperpyknischer Ströme vom Schelf verfrachtet wurden. Sie gehen zum Becken hin in heterolithische und tonige Folgen über. Die Ursache der sandreichen Schüttungen liegt nach PLINK-BJÖRKLUND et al. (2001) in einem Meeresspiegelabfall, der zu einer Verlagerung von sandigen Sedimenten vom Schelf auf den Kontinentalabhang führt. Deren Fazies 1.1 und Fazies 1.2 (Lowe-S<sub>3</sub>- und eventuell Bouma-T<sub>a</sub>-Lage) entsprechen den Ausbildungen A1.4 und B1.1 der grobklastischen und der heterolithischen Hochwipfel-Einheit. HEIN & WALKER (1992) beschreiben in submarinen verzopften Kanalablagerungen der kambro-ordovizischen Cap Enragé Formation von Kanada ebenfalls eine grobklastische Entwicklung mit dispersen Feinkonglomeraten und kiesigen Sandsteinen (deren Fazies 3), welche der Fazies A1.4 nach PICKERING et al. (1988) entsprechen. Sie erreicht Mächtigkeiten zwischen 0,2 und 11,6 m. Hierbei handelt es sich um eine grobe Kanalfazies. Des Weiteren wird eine Ausbildung beschrieben (deren Fazies 6), die massige, strukturlose und teils feinkiesige Sandsteine mit einer Bankung von 0,15 – 13,2 m umfasst. Sie entspricht der Fazies B1.1 (PICKERING et al., 1988) und wird als Kanalrandterrasse oder Seitenlobus gedeutet. Auch HILL (1992) führt aus einem Hangschürzensystem vom Kontinentalhang Neuschottlands eine grobklastische, dickbankige Fazies an, die scheinbar massiv ist, aber wohl oft aus mehreren Ereignissen besteht, die aufgrund rascher Folge im Übergang homogenisiert wurden. Auch diese Fazies wird in den Kanalrand gestellt und als Bouma-T<sub>a</sub>-Lagen angesehen (HILL, 1992).

### 3.3.1 Profil Korpitschgraben – Suheljgraben

Das Profil beginnt an der Basis mit verschuppten Einheiten aus Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3, Tonsteinen der Fazies E2.2 und Olistholithen. Die Olistholithe umfassen epimetamorph überprägte Siliziklastika des Ordovizium sowie anchimetamorphe Kalke und Kieselschiefer des Silur und Kalke des Unter- und Mitteldevon. Diese Entwicklung hält über den Profilabschnitt 0-245 m<sub>p</sub> (m<sub>p</sub> = Profilmeter) an. Auf den Profilmeter 245-350 m<sub>p</sub> dominieren Tonsteine der Fazies E2.2 und untergeordnet Siltstein-Tonstein-Wechselfolgen der Fazies D2.3. Im Bereich von 350-410 m<sub>p</sub> treten wieder Olistholithe aus Lyditen und Kalken des Mitteldevon in stark deformierten und rutschungsverfalteten Tonsteinen der Fazies E2.2 (F2.1 ?) auf. Der Profilabschnitt 410-600 m<sub>p</sub> wird ausschließlich durch Tonsteine der Fazies E2.2 bestimmt. Auf Profilmeter 600-630 m<sub>p</sub> tritt ein sehr mächtiger Olistholith auf, der nach ANDERLE (1982a) aus O'Silur-U'Devon-Orthocerenkalk bestehen soll, aber wahrscheinlich hellgrauen e<sub>γ</sub>-Plattenkalken entspricht. An seiner Basis befinden sich stark deformierte Tonsteine der Fazies E2.2 (F2.1 ?). Im Hangenden folgen von 630-685 m<sub>p</sub> wiederum ungestörte Tonsteine der Fazies E2.2. Ein letzter Olistholith aus einem massigen Kalkblock (Mitteldevon ?) liegt von 685-720 m<sub>p</sub> auf einer deformierten Basis aus Tonsteinen der vorherigen Fazies E2.2. Von 720-780 m<sub>p</sub> folgen wieder Tonsteine der Fazies E2.2 und nur sehr untergeordnet auch Silt-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3. Auf dem Niveau von 775-785 m<sub>p</sub> häufen sich Intrusionen spessartitischer Lamprophyr-Gänge (siehe Abschnitt 8 – Tonalit-Körper und Lamprophyr-Gänge). Auf den Profilmeter 780-965 m<sub>p</sub> werden die Tonsteine der Fazies E2.2 mehr und mehr durch Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3 abgelöst. Im Abschnitt 965-995 m<sub>p</sub> treten schließlich erste dünne feinkörnige Sandsteinbänkchen der Fazies C2.2 zu den beiden Faziestypen E2.2 und D2.3.

Von 995-1005 m<sub>p</sub> setzt die grobklastische Schüttung mit normal gradierten Sandsteinen der Fazies C2.1 und C2.2 ein. Auf diesen nun folgenden vornehmlich grobklastischen Profilmeter, 995-1345 m<sub>p</sub> schalten sich gelegentlich geringmächtige Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3 ein. Ihr folgen auf den Profilmeter 1005-1085 m<sub>p</sub> mittel- bis grobkörnige massige, nahezu strukturlose, dickbankige Sandsteine der Fazies B1.1, die zum Hangenden mehr und mehr von mittelkörnigen Sandsteinen der Fazies C1.1 abgelöst werden. Bei 1085-1110 m<sub>p</sub> dominieren mittelkörnige Sandsteine der Fazies C1.1, untergeordnet sind auch Bouma-Abfolgen der Fazies C2.1 und C2.2 bis D2.3 eingeschaltet (Tafel 2, Bild 2). Im Anschluß, 1110-1205 m<sub>p</sub> setzt sich die vorherige Fazies B1.1 mit mittel- bis grobkörnigen massigen, nahezu strukturlosen, dickbankigen Sandsteinen mit zum Top nachlassender Bankmächtigkeit fort. Auf den Profilmeter 1205-1220 m<sub>p</sub> treten grobkörnige, vereinzelt auch sehr grobkörnige, nur teilweise strukturierte Sandsteine der Fazies B1.1 auf. Im Bereich von 1220-1235 m<sub>p</sub> wird die Fazies B1.1 teilweise durch die Fazies A1.4 verdrängt, die durch sehr grobkörnige Sandsteine und feinkiesige linsenförmige Körper, hauptsächlich aus Quarzgeröll, gekennzeichnet ist. Im Folgenden, 1235-1265 m<sub>p</sub> treten grobkörnige nur teilweise strukturierte Sandsteine der Fazies B1.1 auf. Von 1265-1345 m<sub>p</sub> kommen wiederum mittel- bis grobkörnige massige, nahezu strukturlose, dickbankige Sandsteine der Fazies B1.1 vor. Der nun folgende Abschnitt von 1345-1365 m<sub>p</sub> wird wieder durch Silt-Tonstein- und Tonstein-Silt-Folgen der Fazies D2.3 bestimmt. Die Profilmeter 1365-1425 m<sub>p</sub> fallen durch einen raschen Wechsel der Tonstein-Siltstein-Fazies D2.3 und eingeschalteter toniger Zwischenlagen auf. Von 1425-1440 m<sub>p</sub> dominiert die Fazies D2.3. Von 1440-1470 m<sub>p</sub> treten wieder mittel-bis grobkörnige, massige Sandsteine der Fazies B1.1 auf, die zwischen 1470-1490 m<sub>p</sub> durch eine Siltstein-Tonstein-Folge der Fazies D2.3 von einer letzten mittel- bis grobkörnigen, meist dickbankigen Sandstein-Fazies B1.1 auf den Profilmeter 1490-1555 m<sub>p</sub> getrennt werden.



Auf den Profilm Metern 1555-1630 m<sub>p</sub> dominieren Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3. Im Hangenden schalten sich von 1630-1750 m<sub>p</sub> mehrmals mittel- bis grobkörnige, teils dickbankige Sandsteine der Fazies B1.1 in Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3 und vereinzelt der Fazies D2.1 ein. Im Bereich 1685-1705 m<sub>p</sub> treten hierbei grobkörnige Sandsteine bis Feinkonglomerate der Fazies A1.4 auf, die durch schwimmende Quarz- und Lyditgerölle, sowie Tonstein-Aufarbeitungsklasten charakterisiert sind. Zusätzlich finden sich Rutschungsstrukturen der Fazies F2.1 im Niveau 1660-1670 m<sub>p</sub> und 1710-1725 m<sub>p</sub>. Von 1750-1770 m<sub>p</sub> dominiert die grobkörnige Sandstein- und Feinkonglomerat-Fazies A1.4 mit mächtigen Bänken (schwimmende Quarz- und Lyditgerölle, sowie Tonstein-Aufarbeitungsklasten). Auf den Profilm Metern 1770-1845 m<sub>p</sub> wechseln grobkörnige, meist dickbankige Sandsteine der Fazies B1.1 mit gleichrangigen Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.1. Von 1845-1875 m<sub>p</sub> dominieren nochmals Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3. Die Profilverfolge schließt mit abwechselnden Abschnitten grobkörniger Sandsteine der Fazies B1.1 mittlerer Bankungsmächtigkeit und gleichrangigen Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3. Ab dem Niveau 1750 kann ein fining- and thinning-upward-Trend erkannt werden.

Nach einer Störungszone folgen hellgraue Tonsteine und Glimmer-reiche Quarzarenite der Auernig-Formation.

### **3.3.2 Profil Kokragraben – Dreiländereck – Petelinjek**

Das Profil beginnt wie das vorangegangene an der Basis mit verschuppten Einheiten aus Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3, Tonsteinen der Fazies E2.2 und Olistholithen. Diese Olistholithe bestehen vor allem aus anchimetamorphen Kalkblöcken des Unterdevon und vereinzelt auch des Obersilur. Untergeordnet sind auch kleine Körper epimetamorph überprägter Siliziklastika mit potentiell ordovizischem Alter vorhanden. Aufgrund der starken tektonischen Überprägung wurde der Profilverabschnitt des Kokragrabens nicht in das eigentliche Profil eingebunden. Die Abfolge des Kokragrabens umfaßt etwa 40 m<sub>p</sub> (m<sub>p</sub> = Profilmeter). Zwischen diesem Profil und dem Dreiländereck-Petelinjek-Profil dürfte eine Lücke von etwa 200 bis 300 m<sub>p</sub> bei flacherem und 300 bis 400 m<sub>p</sub> bei steilerem Einfallen der Einheiten bestehen. Im Graben und entlang der westlichen Flanke treten im allgemeinen Tonsteine und Devonkalk-Blöcke (Olistholithe) auf, so daß von einer ähnlichen Abfolge wie im Korpitschgraben ausgegangen werden kann. Das eigentliche Profil beginnt auf den Profilm Metern 0-30 m<sub>p</sub> mit Tonsteinen der Fazies E2.2 und einer Siltstein-Tonstein-Folge der Fazies D2.3. Im Bereich 30-35 m<sub>p</sub> treten Lamprophyr-Gänge gehäuft auf. Der nachfolgende Abschnitt von 35-75 m<sub>p</sub> wird von einer Tonsteinfolge der Fazies E2.2 dominiert. Von 75-180 m<sub>p</sub> herrschen Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3 vor, die eine stärkere tektonische Überprägung zeigen. Der weitere, lange Profilverabschnitt 180-300 m<sub>p</sub> besteht ebenfalls aus dieser Siltstein-Tonstein-Folge, zeigt aber keine wesentlichen Überprägungen. Von 300-325 m<sub>p</sub> sind Tonsteine der Fazies E2.2 in ungestörter Lagerung und aus denselben entstandene Rutschungsmassen (slumps) der Fazies F2.1 erkennbar. Auch im Bereich 325-345 m<sub>p</sub> treten slumps auf, die jedoch in Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3 liegen. Von 345-360 m<sub>p</sub> dominiert wieder die Tonstein-Fazies E2.2 mit geringen Einschaltungen von Siltsteinen.

Die grobklastische Schüttung beginnt bei 360-375 m<sub>p</sub> mit grobkörnigen Sandsteinen der Fazies C2.1 und C2.2, zeigt normale Gradierung und einen coarsening- and thickening-upward-Trend. Der nachfolgende Abschnitt von 375-415 m<sub>p</sub> beginnt mit fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen ohne deutliche Sedimentstrukturen. Sie werden dennoch als Fazies C2.1 interpretiert. Der höhere, massige, dickbankige, mittelkörnige Sandstein-Abschnitt zeigt keine Strukturen und wird zur Fazies B1.1 gestellt. Die gesamte Abfolge stellt wiederum einen coarsening- and thickening-upward trend dar.

Zum Hangenden wird sie durch einen geringmächtigen Bereich grobkörniger Sandsteine der Fazies C2.1 abgeschlossen. Im Folgenden, 415-475 m<sub>p</sub>, wird das Profil wieder von Siltstein-Tonstein-Folgen und einzelnen Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3 dominiert, die chaotische Rutschmassen der Fazies F2.1 enthält (oder auch F2.2?). Von 475-490 m<sub>p</sub> setzt wieder ein coarsening- and thickening-upward-Abfolge ein, der mittel- bis grobkörnige gradierte Sandsteine der Fazies C2.1 und C2.2 enthält, die an der Basis erosiv in das Liegende einschneiden. Auf den Profilmeter 490-505 m<sub>p</sub> treten wieder Tonstein-Siltstein-Abfolgen mit slump-Strukturen auf (Fazies F2.2 in D2.3). Eine undeutliche coarsening-upward-Abfolge in mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen der Fazies C2.1 und B1.1 bei 505-525 endet in einer feinkonglomeratischen Bank der Fazies A1.4. Von 525-565 m<sub>p</sub> schalten sich einzelne grobkörnige Sandsteinbänke der Fazies C2.1 und C2.2 in Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3 ein. Die grobklastische Abfolge von 565-595 m<sub>p</sub> zeigt einen fining-upward-Trend von grobkörnigem zu mittel- bis grobkörnigem Sandstein der Fazies C2.1 bis B1.1. Die Bankmächtigkeiten nehmen zum Hangenden zu. Im Bereich 595-610 m<sub>p</sub> schaltet sich eine Tonstein-Siltstein-Folge der Fazies D2.3 ein. Darüber folgen von 610-680 m<sub>p</sub> unregelmäßige und stark variierende, meist dickbankige mittel- bis grobkörnige Sandsteine, teils mit normaler Gradierung, die der Fazies B1.1 und C2.1/C2.2 zugeordnet werden. Die Profilmeter 680-710 m<sub>p</sub> werden durch eine Tonstein-Siltstein-Folge der Fazies D2.3 vertreten. Im Hangenden, 710-725 m<sub>p</sub> folgt ein coarsening- and thickening-upward-Trend, der in einer dünnbankigen, feinkonglomeratischen Lage der Fazies A1.4 und einem mittelkörnigen Sandstein der Fazies B1.1 endet. Die Profilmeter 725-740 m<sub>p</sub> weisen wieder Rutschungsverfaltungen der Fazies F2.2 auf. Sie werden im Abschnitt 740-755 m<sub>p</sub> von einer massigen Folge grobkörniger Sandsteine der Fazies B1.1 überlagert. Von 755-880 m<sub>p</sub> dominiert wieder eine Siltstein-Tonstein-Folge der Fazies D2.3, die an der Basis sehr tonreich beginnt. Im Top befindet sich ein mächtiger Olistolith aus Riffkalk des Mitteldevon. Diesem entspräche im Profil Korpitschgraben – Suheljgraben der außerhalb jenes Profils liegende Riffkalkblock des Pridou. Im weiteren Profilabschnitt von 880-1090 m<sub>p</sub> treten fünf coarsening- and thickening-upward-Trends auf. Alle beginnen in mittelkörnigen und enden in grobkörnigen Sandsteinen der Fazies B1.1 und C2.1. Sie werden durch Tonstein-Siltstein- bis Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.3 voneinander getrennt, die auch in die Trends eingeschaltet sein können. Eine intensiv durch Rutschungsverfaltung (Fazies F2.1) und zusätzliche tektonische Überprägung beeinflusste Tonstein-Siltstein-Folge der Fazies D2.3 von 1090-1130 m<sub>p</sub> stellt den Beginn der heterolithischen Hochwipfel-Einheit dar. Die Profilmeter 1130-1290 m<sub>p</sub> werden durch Tonstein-Siltstein-Folgen (Fazies D2.3) geprägt, die zum Hangenden in Siltstein-Tonstein-Folgen der Fazies D2.1 übergehen. In regelmäßigen Abständen sind mittel- bis grobkörnige Sandsteine der Fazies B1.1 eingeschaltet, die zum Hangenden in mittel- bis feinkörnige Sandsteine (Fazies B1.1) übergehen. Die Abfolge zeigt einen allgemeinen fining- and thinning-upward-Trend. Von 1290-1400 m<sub>p</sub> dominieren grobkörnige, massige, dickbankige Sandsteine der Fazies B1.1 mit Einschaltungen von Quarzgeröll-führenden Feinkonglomeraten der Fazies A1.4. Untergeordnet treten auch Siltstein-Tonstein-Einschaltungen der Fazies D2.3 (D2.1) auf. Der Bereich von 1400-1470 m<sub>p</sub> wird von Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.1 beherrscht. Die Profilmeter 1470-1550 m<sub>p</sub> zeigen zwei fining- and thinning-upward-Trends. Sie beginnen mit grobkörnigen, dickbankigen Sandsteinen und eingeschalteten Feinkonglomeraten der Fazies A1.4 sowie B1.1 und enden in mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen (Fazies B1.1) von geringerer Bankmächtigkeit. Abgeschlossen wird die grobklastische Abfolge durch massige, dickbankige Grobsandsteine der Fazies B1.1. Im Abschnitt 1550-1605 setzt sich der fining-upward-Trend in Siltstein-Tonstein- und

Tonstein-Siltstein-Folgen der Fazies D2.3 fort. Sie zeigen eine Rutschungsverfaltung der Fazies F2.1.

Das Profil wird über einer Störung von mittelkörnigen Sandsteinen der Gröden-Formation und Bellerophon-Dolomiten des Oberperm abgeschlossen.

### **3.4 Fazit**

Die Hochwipfel-Formation wurde demnach in einem Becken abgelagert, das ganz zu Beginn eine ruhige distale Sedimentation aus Tonsteinen, pelagischen Mangelkalken und geringmächtigen Lyditen zeigte, dann aber durch tektonische Prozesse rasch akzentuiert wurde. Nach einer Phase extrem grobklastischer Sedimentation mit zeitgleichem und nachfolgendem Eingleiten von Olistholithen geht die Sedimentationsdynamik zurück, um dann an der Basis der grobklastischen Einheit wieder deutlich zuzunehmen. Das Fehlen grobklastischer sandiger Abfolgen in der feinklastischen Hochwipfel-Einheit kann ein Hinweis darauf sein, daß am tektonisch akzentuierten Schelf Sedimentfallen entstanden waren, die während eines hohen Meeresspiegelstandes gefüllt wurden. Feinklastische Sedimente könnten über den Eintrag aus hyperpyknischen Wolken, gespeist aus einmündenden Flüssen, in den Bereich des Beckens und seiner Flanken gelangt und als niedrigkonzentrierte Turbulenzströme in das tiefere Becken verfrachtet worden sein. Der Übergang von der feinklastischen zur grobklastischen Hochwipfel-Formation kann durch einen Meeresspiegelabfall mit einer damit verbundenen Erosion am klastischen Schelf, einer fortschreitenden tektonischen Akzentuierung oder einer Veränderung im Hinterland (Tektonik?) erklärt werden. Zuvor am Schelf akkumulierte Klastika könnten als Sediment-Quelle gedient haben. Hierbei wurden anscheinend Bedingungen geschaffen, die auch einen Sediment- by-pass ermöglichten. Ein hohes Sedimentangebot durch neue Anlieferung oder Wiederaufarbeitung am Schelf führte zu hochkonzentrierten Turbulenzströmen und plastischen verflüssigten Strömen extrem hoher Konzentration. Es handelt sich um Ablagerungen der Kanalfazies, Kanalrandfazies und Terrassen- oder Lobenfazies. Oftmals schalten sich aber auch feinklastischere Sedimente ein, die auf eine stärker ereignisorientierte Sedimentation und weniger auf eine kontinuierliche Anlieferung von Sediment hindeuten. Während dieser Schüttungen zeigt sich eine relativ hohe laterale Variabilität der Schüttungsmächtigkeit und der Geometrie der Sedimentkörper. In der heterolitischen Hochwipfel-Einheit zeigt sich ein ähnliches Bild, nur daß das Spektrum grobklastischer Sedimente eingeschränkt ist und die feinklastische Sedimentation mit Rutschungen zunimmt. Es treten aber weiterhin Sedimente hochkonzentrierter Turbulenzströme und plastischer verflüssigter Ströme auf, die mit Tonstein-Aufarbeitungsklasten bereits auf eine Beckenmodifizierung hinweisen.

Der Ablagerungsraum der Sedimente der Hochwipfel-Formation kann demnach als tektonisch entstandenes oder zumindest akzentuiertes enges Becken angesehen werden (vergleiche auch KUTTEROLF, 2001; KRÄINER, 1992; TESSENHORN, 1971). Das tiefmarine Milieu wird sowohl durch die zu Beginn der Sedimentation vorherrschenden Tonsteine in Vergesellschaftung mit pelagischen Mangelkalken und Lyditen, als auch durch die grobklastischen hochkonzentrierten Dichteströme und Turbidite in Kanal-, Kanalrand- und Lobenfazies belegt. Die tiefmarine Ichnofazies unterstreicht dies (KRÄINER, 1992). Eine Entscheidung, ob es sich um ein Hangschürzensystem oder ein submarines Fächersystem handelt, kann nicht getroffen werden. Dies ist wahrscheinlich durch die komplexe Struktur dieses räumlich relativ eng begrenzten, tektonisch kontrollierten Beckens bedingt.



