

# Strandmorfologi, stranderosion och stranddeposition,

med en fallstudie på Tylösand sandstrand, Halland

***Lykke Lundgren Sassner***

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,  
kandidatarbete, nr 569  
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen  
Lunds universitet  
2019



**Strandmorfologi, stranderosion och  
stranddeposition,  
med en fallstudie på Tylösand  
sandstrand, Halland**

Kandidatarbete  
Lykke Lundgren Sassner

Geologiska institutionen  
Lunds universitet  
2019

# Innehållsförteckning

1. Bakgrund .....	7
1.1. Stranderosion och morfodynamik .....	7
1.2. Terminologi .....	8
1.3. Vågdynamik .....	9
1.3.1. Vågor.....	10
1.3.1.1. Inkommande vågor .....	10
1.3.1.2. Kustparallella vågor .....	11
1.3.2. Strömmar.....	12
1.4. Klassificering av stränder .....	13
1.4.1. Strandmorfologisk klassifikation.....	13
1.4.2 Matematisk klassifikation .....	15
1.5. Bedömning av kusterosion .....	16
1.6. Tylösand strand.....	17
1.6.1 Geologin .....	17
1.6.2 Lokala erosionsbilden .....	17
2. Metod .....	18
3. Resultat .....	19
4. Diskussion .....	22
4.1. Litteraturstudie.....	22
4.2. Tylösands strand .....	23
4.2.1. Strandmorfologisk bedömning .....	23
4.2.2. Matematisk bedömning .....	23
5. Sammanfattning .....	24
6. Tack.....	25
7. Referenser.....	25
Bilaga 1, Kornstorleksanalys av sågtandsstrukturerna.....	27
Bilaga 2, Kornstorleksanalys av dyn och utmed transekt .....	30
Bilaga 3. Data för transekt .....	37

**Omslagsbild:** ett fotografi över den södra delen av Tylösand sandstrand vilket demonstrerar en kustparallell revel. Bild tagen av Lykke Lundgren Sassner på Tylösand sandstrand 2019.

# Strandmorfologi, stranderosion och stranddeposition, med en fallstudie på Tylösand sandstrand, Halland

Lykke Lundgren Sassner

Lundgren Sassner, L., 2019: Strandmorfologi, stranderosion och stranddeposition, med en fallstudie på Tylösand sandstrand, Halland. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 569, 37 sid. 15 hp.

**Abstrakt:** Stranderosion är en process som präglar många av världens kuststräckor och kommer av att sediment som ligger på land sköljs ut i havet eller till andra områden. Idag bestäms erosionsbenägenheten genom att se på olika dynamiska och morfologiska egenskaper hos stranden och utifrån dessa sätta ett värde för erosionsbenägenhet. Dokumentation om hur man genom att se på morfologi och landformer kan avgöra huruvida en strand är ackumulerande, och det sker dominerande deposition, eller om den är eroderande, och det är en större borttransport av sediment, finns i Sverige men den är mycket begränsad. De olika förhållandena kan även matematiskt beskrivas genom att klassificera vilken form av vågdynamik som dominerar och med detta få information om vilken morfologi som kan antas dominera. I Tylösand har jag genomfört en studie av såväl morfologin som gjort en bedömning av matematiska parametrar. Genom denna har det kunnat konstateras att det under vinterperioden 2018-2019 inte har förekommit en väsentlig erosion. Det har även kunnat fastställas att Tylösand strand är i det morfologiska stadiet *transversell revel och ripströms-stadium* och stranden domineras av små vågor. Genom att se på de matematiska parametrarna har det konstaterats att stranden har såväl reflekterande som absorberande/dissipativa egenskaper lokalt. Denna rapport är en grund utifrån vilken fler studier av stranden kan genomföras för att bedöma den morfodynamiska utvecklingen och strandcykeln. Rapporten kan användas som en utgångspunkt för bättre bedömningar av stränder och som grund i en mer verklighetsförankrad bild av erosionssituationen. Arbetet är en mall för att fastställa strandmorfologier både matematiskt som genom observationer i såväl olika områden som under olika perioder, årstidsvariationer men även kontinuerligt över länge tid, och runtom i landet.

**Nyckelord:** Stranderosion, Kustdynamik, Halmstad geologi, Bedömning erosion, Dokumentering erosion.

**Handledare:** Helena Alexanderson & Bradley Goodfellow, SGU.

**Ämnesinriktning:** Kvärtärgeologi

*Lykke Lundgren Sassner, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige.*

*E-post: Lykkesassner@gmail.com*

# Coastal Morphology, Coastal Erosion and Coastal Deposition,

## with a Case Study on Tylösand Beach, Halland

Lykke Lundgren Sassner

Lundgren Sassner, L., 2019: Coastal Morphology, Coastal Erosion and Coastal Deposition, with a Case Study on Tylösand Beach, Halland. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 569, 37 pp. 15 hp (15 ECTS credits) .

**Abstract:** Coastal erosion is a process that characterises many of the world's coastal areas and is a result of sedimentary fluctuations and the removal of sediments from beaches to other areas and out to sea. Today, the propensity for erosion is determined by looking at different dynamical and morphological properties of the beach and based on these, a value for coastal erosion propensity is set. Documentation of how to study landforms and coastal morphology are in some forms present in Sweden today but very limited. This includes determining whether a beach is accumulating, and there is mostly deposition, or if it is eroding, where there is a greater removal of sediment. Different conditions can be described both morphologically, by looking at waves and landforms, and mathematically. In Tylösand, I have both conducted a study of the landforms and wave morphology and made an assessment of mathematical parameters. Through this, it has been found that during the winter period 2018-2019 there has not been any significant erosion. It has also been established that Tylösand beach is in the morphological stage *transverse bar and rip* with small waves dominating the area. By looking at the mathematical parameters, it has been found that the shore has both reflective and dissipative properties locally. This report is a basis from which more studies of the beach can be carried out to assess the morphodynamical development, beach cycle and erosion. The report can be used as a starting point for better assessments of beaches and as a basis for a more realistic picture of the erosion situation. It can also be a template for establishing coastal morphologies both mathematically and through observations in both different coastal areas and during different periods on the same coast throughout the country and year.

**Keywords:** Coastal Erosion, Coastal Dynamics, Halmstad Geology, Valuation Erosion, Documentation Erosion.

**Supervisor(s):** Helena Alexandeson & Bradley Goodfellow, SGU

**Subject:** Quaternary Geology

*Lykke Lundgren Sassner, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden.*

*E-mail: Lykkesassner@gmail.com*

# 1. Bakgrund

## 1.1. Stranderosion och Morfodynamik

Ett resultat av den globala uppvärmningen är, som European Environmental Agency (2017) beskriver, den höjda havsnivån. Detta kommer bland annat som ett resultat av en globalt ökad medeltemperatur och med detta avsmältning av våra inlandsisar. Genom att vatten som ligger bundet i inlandsisen frigörs till havet kommer det ett tillskott till den globala havsmassan och med detta blir det en högre vattennivå (Hansen et al. 2016). Genom den ökade havsnivån kommer områden som tidigare varit land dränkas av havet vilket i sig har störst effekt på de låglänta områdena över, i och med deras flacka lutning (Zhang et al. 2004). Höjningen av vattenytan kommer även resultera i en större erosion, med ungefär det dubbla i förhållande till om bara vattenytan hade höjts och inte erosionsbilden påverkats. Den minskande landytan beror så att säga inte bara på att havsytan kommer stiga och markyta kommer bli täckt av vatten utan även för att detta resulterar i att vågorna kan omlokalisera mer sediment och förflytta ut till djupare vatten (Zhang et al. 2004). Det kommer även bli mer vattenyta att påverka och med detta större stryklängd och möjlig vågstorlek, se del 1.3.1.1. *inkommande vågor* (Hutchinson 1957). I och med att global uppvärmning och med det havsnivåhöjningen är en global företeelse är också en ökad erosionsstakt och problematik att förvänta globalt. Den höjda havsnivån i kombination med uppskattningar om större nederbörd gör att ytterligare erosion kan förekomma. Därför blir förståelsen av hur våra stränder kommer variera, såväl cykliskt som vid extremtillfällen, av ytterligare större vikt för att kunna begränsa skada (Miljödepartementet 2007; European Environmental Agency 2017; Sveriges Geologiska Undersökning 2017).

Stranderosion innefattar förflyttning av sediment från stränder och, som ett resultat av detta, att stranden rör på sig och för att på så vis minska i vissa områden och öka i andra. Denna förflyttning av sedimenten orsakar idag stor oro och behöver bedömas för att kunna vidta åtgärder och minska samhällsskada i form av såväl minskad turism som skador på infrastruktur (Phillips & Jones 2006; Malmberg Persson et al. 2016). De kustnära systemen med deposition och erosion är naturliga och kommer som ett resultat av balansen mellan inkommande vind och vågor, batymetrien och sedimenten (Dalrymple & Thompson 1977; Reineck & Singh 1980; Wright & Short 1984; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Komar 1998; The Open University 1999; Collinson et al. 2006; Andréasson 2006; Zhang et al. 2004; Malmberg Persson et al. 2016). I och med detta är det viktigt att ha en grundläggande förståelse för hur man kan bedöma stranddynamiken utifrån morfologi och beräkningar. Detta bör sedan användas för att kontinuerligt bedöma och utvärdera Sveriges kuststräckor och vad som kan anses vara naturligt respektive abnormt.

Det har under 2004 av Sveriges Geotekniska Institut, SGI, genomförts grundläggande dokumenteringar av erosionsituationen i Sverige (Rydell et al. 2004). En del av SGI:s resultat går att se i Rydell et al. (2006) där det konstateras att erosion förekommer på

Tylösand sandstrand. Detta kommer troligen av att sedimentfraktionerna i området definieras som erosionsbenägna (Rydell et al. 2004; Rydell et al. 2006; Sveriges Geologiska Undersökning 2018). Under 2012 har SGI på uppdrag av regeringen lagt upp en plan för bedömning och hantering av erosion (Rydell et al. 2012). Den mest moderna bedömningen av stranderosionen har Malmberg Persson et al. (2016) gjort, som en bedömning av de skånska stränderna utifrån parametrar så som jordart, lutning (strand och havsbotten), exponering och sedimentdynamik (strand och hav).

Wright och Short (1984) har gjort en beskrivning av olika geomorfologier och hur de hänger ihop med olika vågmönster/kombinationer samt mobiliteten av sedimenten hos de olika kustformerna, se 1.4.1. *Strandmorfologisk klassificering*. Genom använda Wright & Short (1984) stadier om strandmorfologi som komplement till matematiska analyser för att bedöma hur vågorna interagerar med stranden, så som  $\Omega$  (Dalrymple & Thompson 1977; Wright & Short 1984;) samt  $\epsilon$  (Battjes 1974), i detta arbetes del 1.4.2 *Matematisk klassifikation*, men även komplettera med befintliga bedömningsmodeller för erosion, så som de SGI har utarbetat genom Rydell et al. (2012), går det att få en god översiktlig analys av stränder och därmed en övergripande statusrapport för kustpartier. Genom att se på såväl det morfologiska som det matematiska går det att i större utsträckning bedöma kusternas utveckling: den utveckling kusten går mot samt de cykler den följer istället för att ge ett absolut värde på huruvida erosion förekommer.

Litteraturstudien i detta arbete utgår från Wright och Short (1984) och undersöker bedömningen av stränder. Detta inkluderar hur de olika stränderna kan klassificeras morfodynamiskt, genom både observationer och matematiskt, och hur detta hänger ihop med erosionsbilden samt hur man i Sverige definierar stränders erosionsrisk. Även drivkrafterna bakom morfodynamik och stranderosion behandlas i litteraturstudien.



Fig. 1, Undersökningsområdet: Tylösand vid Halmstad, Halland, Sverige (N: 6280504 E: 360747 i SWEREF99). Data från ©Lantmäteriet modifierat i ArcMap 10.5.1 och Paint av Lykke Lundgren Sassner.

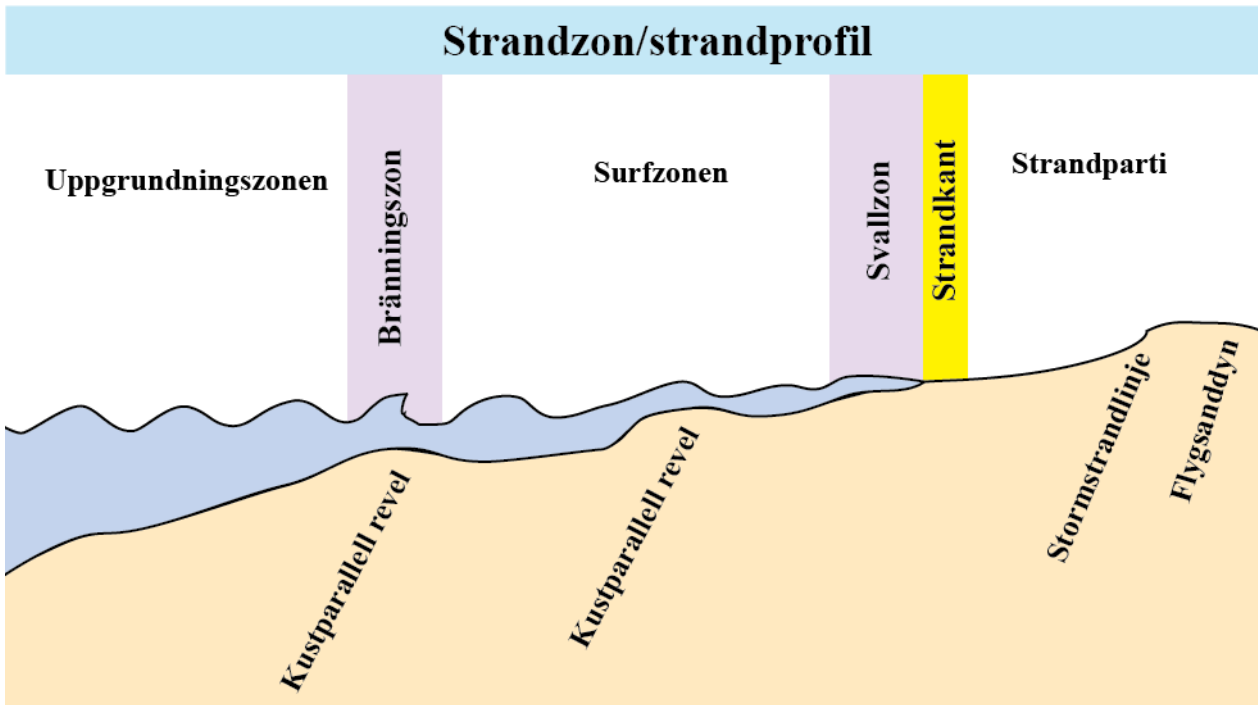


Fig. 2. Schematisk bild över strandzonen och de olika begrepp och zoner som definierats av Andréasson (2006) samt tillskott av min terminologi. Figur av Lykke Lundgren Sassner och modifierad efter Andréasson (2006) figur 18.2.

Frågeställningarna inkluderar: Hur klassificeras stränder morfodynamiskt, hur mycket variationer finns det i försöksområdet och vilka trender går det att se? Vad driver de olika variationerna? Hur går det se på morfologi om det förekommer erosion?

I detta arbete har Tylösand sandstrand (Fig. 1) använts som ett svenskt exempel på en bedömning med utgångspunkt i Wright och Shorts (1984) morfologi samt matematiska modeller:  $\Omega$  och  $\epsilon$  utifrån Battjes (1974), Dean (1973) Wright och Short (1984) och Dalrymple och Thompson (1977). Utifrån dessa samt fältobservationer har även en bedömning av erosionen under vintern 2018-2019 gjorts såväl som klassificeringar och definieringar av olika delar av stranden.

## 1.2. Terminologi

Terminologin inom strandmorfologi innefattas främst av litteratur och begrepp på engelska. Detta har inneburit att många av de engelska orden har behövts översättas till svenska men definitionerna nedan utgår från Andréassons (2006) definitioner och har kompletterats med min terminologi som används i rapporten. I ovanstående figur (Fig. 2) demonstreras de olika zoner och deras begränsningar. **Strandskanten** definierar jag som den gräns där vattnet möter land. Detta markerar början av **strandpartiet**, vilket är det område som formas av exempelvis flygsand eller när stora stormar har blåst in, har eroderat och gett dynbranter i dynerna (Andréasson 2006; Malmberg Persson et al. 2016). Nästa zon är **svallzonen**. Detta är det område i vilket vågorna bryts och svallar mot stranden som en planparallell ström (Walker & Guy Plint 1992; Andréasson 2006). Utanför denna återfinns **surfzonen** (Andréasson 2006). Detta är partiet mellan de två områdena i vilka vågorna främst bryts: **svallzonen** och **bränningszonen**. Bränningszonen markerar när vå-

gorna först börjar brytas under sin egen vikt och förlora hastighet och energi. Detta område markeras ofta av en revell (Reineck och Singh 1980; Andréasson 2006). Längst ut i **strandzonen** går det att återfinna en **uppgrundningszon**. Detta är det område där vattendjupet först grundas upp och där vågbasen kommer i kontakt med havsbotten och ger en deformation med sänkt energi och hastighet (Andréasson 2006).

I och med att detta arbete utgår från en teori om olika vågdominanser och energier är det även av intresse att förtydliga de grundläggande begrepp som används inom våglära. Vågens höjd,  $H$ , kan beskrivas som sträckan mellan vågens högsta punkt och den lägsta punkten. Våglängden,  $\lambda$ , är sträckan mellan två punkter med samma gradient och riktning, ex. två vågtoppar eller vågdalar (Nationalencyklopedin u.å. a.). Vågbasen är det djup på vilket vågen påverkar havsbotten och beskrivs som halva våglängden (Fig. 3; Walker & Guy Plint 1992). Period,  $T$ , används också när det gäller matematiska beräkningar och definieras som tiden det tar för en våg att röra sig en våglängd (Nationalencyklopedin u.å. b.).

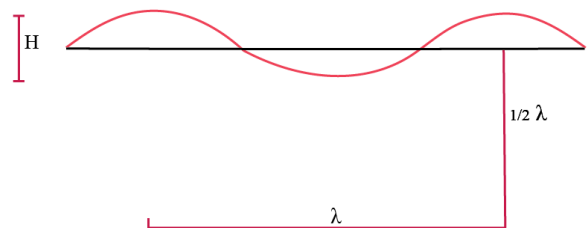


Fig. 3. De grundläggande definitionerna inom våglära. Figur av Lykke Lundgren Sassner.



### 1.3. Vågodynamik

Genom interaktionen mellan vågor, sediment och underlag kommer det att bildas olika scenarier med deposition och erosion (Dalrymple & Thompson 1977; Reineck & Singh 1980; Wright & Short 1984; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Komar 1998; The Open University 1999; Zhang et al. 2004; Andréasson 2006; Collinson et al. 2006; Malmberg Persson et al. 2016). Olika våglängder har olika påverkan och ger därigenom olika depositions- eller erosionsscenarier på varierande djup (Battjes 1974; Dalrymple & Thompson 1977; Wright & Short 1984)

Vågorna får sin energi från vindfriktion. När vinden kommer i kontakt med vattnet händer det att det bildas en första liten rippel. Denna kommer att ge upphov till ett område med högre och ett med lägre vattenyta. Detta kommer ge ett över- och undertryck och vinden kommer börja röra sig ner i undertrycks-partiet och således förstärka vågen som får en ökad höjd och våglängd till dess att vågenergin är i jämvikt med vindenergin. När vindenergin inte längre påverkar kommer vattnet sträva mot en ny jämvikt och att bli flack igen. Detta kommer leda till att våglängden kommer bli längre (Fig. 4; Hutchinson 1957).

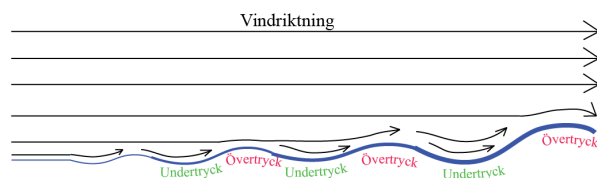


Fig. 4. Vågor bildas av att vinden genom friktion överför energi till vattnet. Först kommer det bildas små rippel som sedan förstärks genom att vinden strävar mot att röra sig till undertrycket i den skapade depressionen och på så sätt sprids och förstärks vågorna och får högre höjd och längre våglängd (Hutchinson 1957). Figur av Lykke Lundgren Sassner.

Vågenergin ger en cirkulär rörelse hos vattenpartiklarna vilken i sin tur sprider sig ner till lägre delar och bildar kedjor av roterande vatten (Fig. 5). När vågen kommer in mot stranden börjar vågbasen, den nedre delen av kedjan, nå havsbotten och ge en fram och tillbakagående sedimentrörelse. Högst vattenhastighet återfinns i de övre vattenlagren i och med att det är här som energin appliceras och energin såväl som hastigheten avtar med djup, ner till vågbasen (Reineck & Singh 1980; The Open University 1999; Andréasson 2006; Collinson et al. 2006). Hastigheten sänks när vågorna kommer i kontakt med havsbotten, om vågbasen ligger under bottenytan, och som ett resultat kommer lyftkraften för sediment minska och deposition av sediment kan ske när vattnet med hög hastighet rör sig mot botten (Hjulström 1935). Vågen kommer få en mer avlång form med en kortare våglängd och högre höjd (Fig. 5; Reading 1996; The Open University 1999; Andréasson 2006; Collinson et al. 2006). I och med att hastigheten successivt sänks, efter vågbasen har nått havsbotten, kommer det ske en kontinuerlig deposition av sediment och med detta en framdrift av sediment mot stranden (Dalrymple & Thompson 1977;

Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Andréasson 2006). Vågor med en högre hastighet och därigenom även energi har även en större lyftkraft att förflytta större kvantiteter sediment såväl som kapacitet att flytta grövre sediment (Hjulström 1935; Guza & Inman 1975).

När väl vågen når strandkanten kommer den bilda en ström upp och utmed strandkanten varpå sedimenten deponeras i planlamining (Walker & Guy Plint 1992). Efter detta kommer en del av sedimenten påverkas av hur vattnet kommer röra sig nedåt mot havet i linje med gravitationen. Detta ger upphov till ett sick-sackmönster och att sedimenten successivt ackumuleras vid den strandkant som är i vindriktningen vilket kallas för *littoraldrift* (Reading 1996; Reineck och Singh 1980).

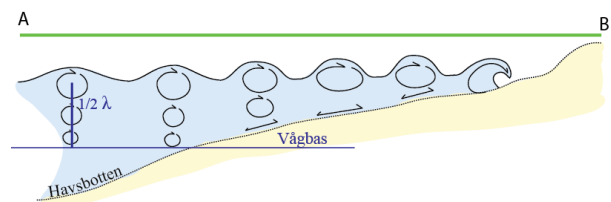


Fig. 5. Den inkommande vågen är en sinusvåg på djupt vatten och således jämn i formen men förändras på väg mot stranden. När vågbasen är lägre än havsbotten kommer det ske friktion mellan vattnet och havsbotten. Detta kommer resultera i att hastigheten på vattnet i den nedre delen av vågen är lägre än den övre och på så sätt börjar vågens form bli mer ellipsoid till dess att vågen bryts mot stranden och deponerar sedimenten i en ström (Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; The Open University 1999; Andréasson 2006; Collinson et al. 2006). Figur av Lykke Lundgren Sassner.

Ett sätt det kan bildas revlar på är när det uppstår stående vågor. Detta är när vågor med samma våglängd reflekteras och interagerar så att vågorna endast rör sig upp och ned och inte i någon riktning. När detta sker kommer oscillationscellerna dela upp sig i fyra oscillationsceller per våglängd. De olika cellerna kommer ha en sedimentrörelse vid botten som kommer vara från noden och mot antinoden. I och med detta kommer det bildas en ackumulering av sediment i revlar med ett avstånd på en halv våglängd enligt figur 6. (Komar 1998)

Revlar kan även bildas när vågor kommer från djupare vatten och bryts. När vågorna bryts deponeras sediment såväl direkt från suspension som genom saltation. Det bildas turbulens när luft slås ner i vattnet. Detta gör att sediment börjar röra på sig, genom saltation, mot området där vågen bryts (Reineck & Singh 1980; Andréasson 2006). Att deposition sker när vågen bryts resulterar i en kontinuerlig deponering

av sediment på en och samma plats och således att det börjar byggas upp höjdryggar i exempelvis bränningszonen (Fig. 2). Det finns data som styrker att det viktigaste transportsättet för sediment inte är den direkta deponeringen av partiklar i suspension, utan ackumulation genom saltation (Komar 1978; Reineck & Singh 1980). När vågorna bryts sker även en viss sortering mot grövre sedimentfraktioner (Reineck & Singh 1980). Utseendet på revlarna varierar med vågorna och är goda indikationer på om kusten håller på att gå in i ett nytt stadium enligt Wright och Short (1984).

Även lutningen på kusten avgör hur mycket energi det finns i vågorna när de når strandkanten. I flacka lutningar bryts vågen längre ut på kusten vilket medför att det är en förlust i energi, hastighet och sedimenttransport och med detta mindre erosion (Battjes 1974; Dalrymple & Thompson 1977; Wright & Short 1984; Malmberg Persson et al. 2016). På samma sätt gör höga lutningar att vågen bryts närmre stranden och med det kommer det finnas mer energi som omdeponerar sedimenten på en strand och därmed en risk för erosion (Battjes 1974; Dalrymple & Thompson 1977; Wright & Short 1984; Malmberg Persson et al. 2016)

Stora vågor vid begränsade tillfällen kan ge upphov till **akut erosion** (Malmberg Persson et al. 2016). Detta är en temporärt ökad erosion utmed en kust och beror vanligen på stormar. Erosionen kommer av att de större våglängderna också har större transportkapitet och genom interaktionen med stranden ger en geomorfologisk utveckling mot flackare lutning (Fig 11; Wright & Short 1984; Walker & Guy Plint 1992; Malmberg Persson et al. 2016). Den minskade mängden sediment i strandzonen är dock något som inte behöver vara bestående. Beroende av kust kan erosionen med tiden kompenseras av deposition och cykliska mönster med erosion vid exponering av längre vågor, så som vid stormar under vinterhalvåret, och deposition under exponering av kortare vågor, så som under de lugna sommarmånaderna med mindre stormar, är en del i den naturliga strandcykeln (Wright & Short 1984; Reading 1996; Bogren et al. 2008; Malmberg Persson et al. 2016). Erosion kan även definieras som kronisk.

**Kronisk erosion** är en långsammare kontinuerlig erosion av kusten där en mindre mängd sediment under en längre tid transporteras bort från stranden. Således är det en långsam övergång mellan olika landformer och deras respektive morfologiska stadier. Detta kan komma antingen av att det är förändringar i vågdynamiken eller att sedimenten sinar (Wright & Short 1984; Malmberg Persson et al. 2016).

### 1.3.1. Vågor

Som tidigare beskrivit ger olika vågor olika landformer och batymetriska morfologier. I detta arbete läggs fokus på våglängden på de olika formerna av vågor, då det är denna som ger upphov till skillnader i hur stort djupt de kan bearbeta sediment på och hur mycket vatten som rör sig upp mot stranden och med detta strömsituation och sedimentrörelse (Dalrymple & Thompson 1977; Reineck & Singh 1980; Wright & Short 1984; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Komar 1998; The Open University 1999; Zhang et al. 2004; Andréasson 2006; Collinson et al. 2006; Malmberg Persson et al. 2016).

#### 1.3.1.1. Inkommande vågor

De inkommande vågorna är de som rör sig från det djupare vattnet in mot strandkanten. Detta är de vågor som i störst utsträckning formar stranden och strandmorfologin och som genom interaktioner med havsbotten ger upphov till andra former av vågor, beskrivna i 1.3.1.2. *Kustparallella vågor* (Guza & Inman 1975; Wright & Short 1984; Walker & Guy Plint 1992; Andréasson 2006).

Beroende på hur stor våglängd de olika vågorna har kommer de ha olika djup vågbas vilket kommer att ge en skillnad såväl genom djupet de kan bearbeta som i vad de morfologiskt kommer att kunna åstadkomma med kusten (Reineck & Singh 1980; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996).

I detta arbete har jag valt att lägga fokus vid de inkommande **långa vågorna** (infragravity waves) och de **korta vågorna** (gravitational waves). Långa vågor har en period på mellan 30 sekunder och 5 mi-

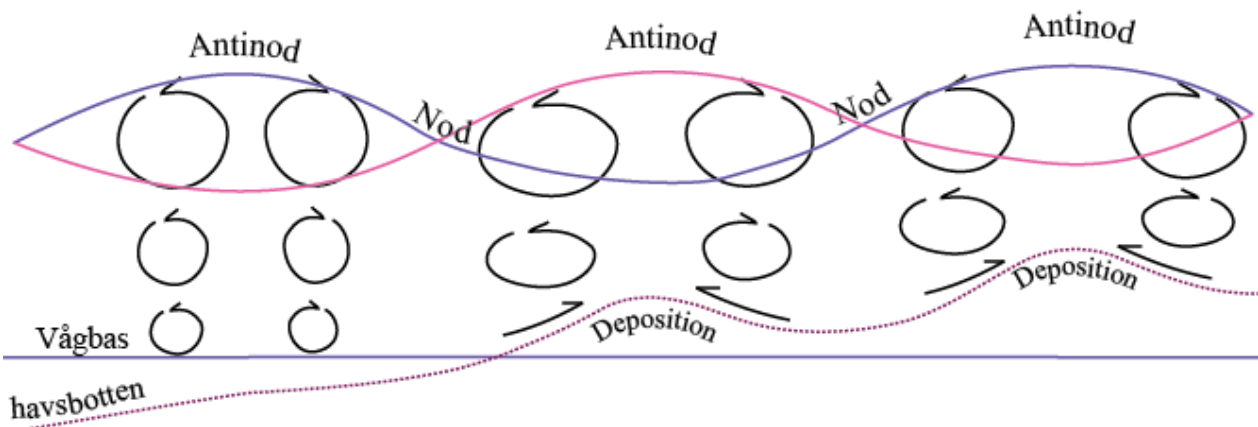


Fig. 6. När en våg blir stående kommer en våglängd inte innehålla två cirkulationsceller utan fyra. Detta kommer resultera i en nettotransport av sediment från noderna till antinoderna (Komar 1998). Figur av Lykke Lundgren Sassner utifrån Komar (1998) figur 7-27.

nuter och varierar med mellan 0,5-2 centimeters höjd på större havsdjup. När vågen kommer in på grundare vatten kommer de långa vågorna kunna nå en höjd av flera meter (Rawat et al. 2014). Korta vågor är alla de som har bildats av vinden (Hutchinson 1957) men som inte uppfyller kraven för långa vågor.

De olika våglängderna kan komma av olika situationer. De variationer som förekommer är ett resultat av att olika stark vind blåser och påverkar olika långa sträckor med vatten- **stryklängder** och vattenvolymer (Hutchinson 1957; Reading 1996; Andréasson 2006). Våglängden och höjden beror på såväl stryklängden som vattendjupet och vindhastigheten i området. De stora vågorna kan komma av en stark vindpåverkan, ett större djup och en lång stryklängd medan de små vågorna kan komma av mindre djup, vindhastigheter och stryklängd (Hutchinson 1957). Det går att se hur höjden och stryklängden hänger samman, och i och med att höjden är beroende av våglängd (Hutchinson 1957) drar jag slutsatsen att dessa höga vågor även tillhör definitionen långa vågor och att dessa också bildas under lång stryklängd i enlighet med Andréasson (2006) och Reading (1996). Sambandet mellan stryklängd och den högsta möjliga höjden på vågorna beskriver Hutchinson (1957) matematiskt som:

Ekvation 1

$$\text{Högsta vågorna}(cm) = 0,105 * \sqrt{\text{Stryklängd}(cm)}$$

Det finns även ett maximum för våghöjden vilken beror av den vindhastighet som utför friktion på vattenytan. Så en stor vattenyta behöver inte ha vågor med högre höjd om vindhastigheten är så liten att den maximala höjden uppnås inom en kortare sträcka (Hutchinson 1957). Detta samband mellan styrkan på vindarna och den högsta möjliga höjden av vågorna som dessa kan producera, definierar Hutchinson (1957) som:

Ekvation 2

$$\text{Höjd}(cm) = \frac{0,26 * W^2}{g}$$

I ekvationen definieras  $g$  som gravitationskonstanten och  $W$  som vindhastigheten (cm/sekund<sup>-1</sup>) (Hutchinson 1957).

Som tidigare beskrivits är även djupet viktigt för vilka våglängder som kan bildas (Hutchinson 1957). Det finns exempel med två sjöar där de har liknande stryklängd och vind men den djupare sjön presterar mycket längre och högre vågor Thijasse (1952, citerad i Hutchinson 1957).

De långa vågorna kan även bildas som ett resultat av en interaktion mellan olika vågor (Rawat et al. 2014). Det finns morfologiska stadier som präglas av rena vågformer med endast korta eller långa men även kombinerade former där de olika vågorna finns samtidigt i ett och samma område (Fig. 7; Wright & Short 1984).

### 1.3.1.2. Kustparallella vågor

**Kustparallella vågor** (edge waves) är vågor vilka bildas genom interaktioner mellan de inkommande vågorna och de reflekterande vågorna (Fig. 8). Dessa följer strandkanten och kan vara såväl stående som progressiva och således röra sig i en riktning men beror mycket på att huruvida det är reflekterande eller dissipativa/absorberande förhållanden på stranden (Guza & Inman 1975; Komar 1998). Storleken på dessa kan variera från några centimeter till flera meter (Guza & Inman 1975).

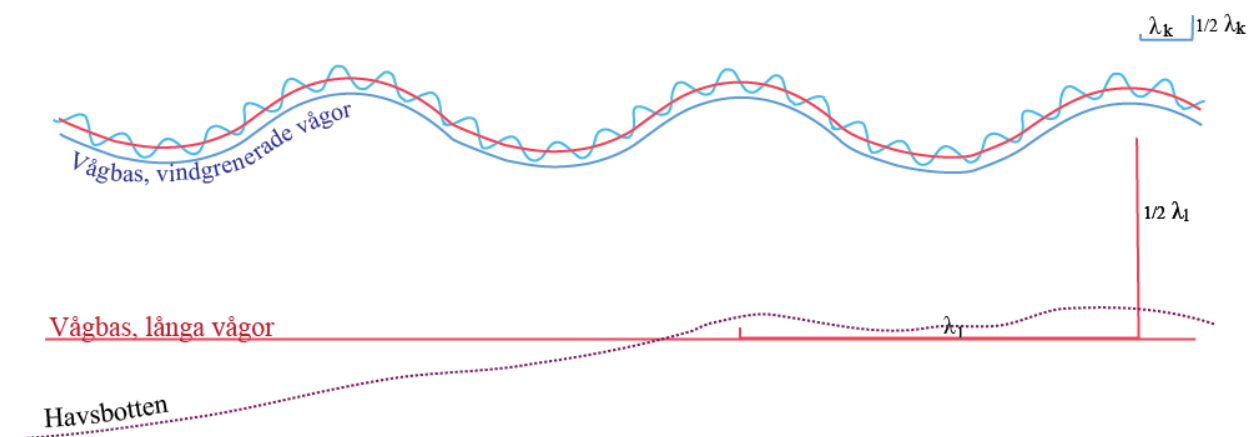


Fig. 7. En översiktlig bild över hur de kortare vågorna rör sig ovanpå de längre. Den övre röda vågen representerar långa vågor med mycket stor våglängd och de små blå vågorna som följer dem är korta vågor. "k" refererar till de korta vågorna och deras värden och "l" refererar till de långa vågorna och deras värde. Figur av Lykke Lundgren Sassner.

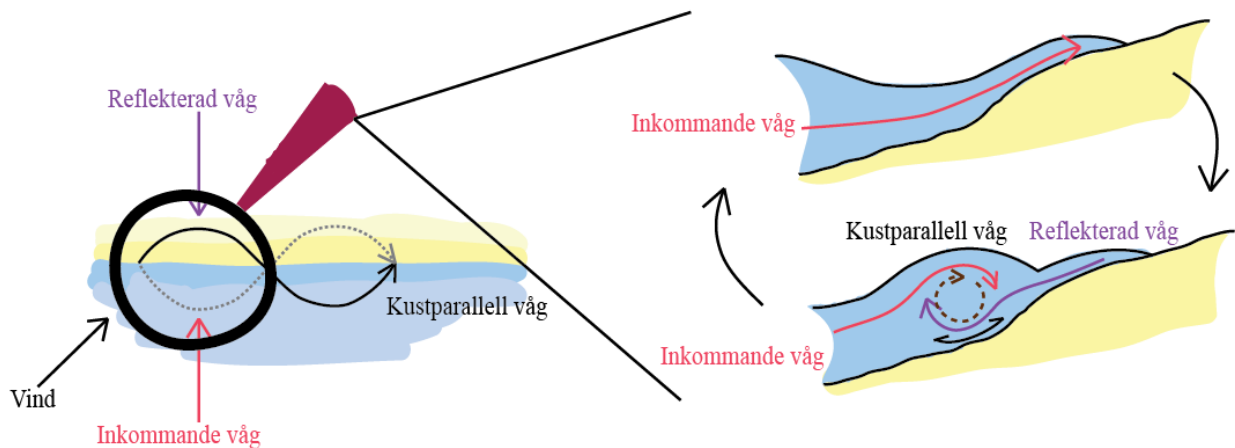


Fig. 8. En illustration ovanifrån över hur kustparallella vågor bildas som ett resultat av interaktionen/kollisionen mellan inkommande och reflekterade vågor och bildar ett mönster där de kustparallella vågorna rör sig utmed stranden (Guza & Inman 1975; Komar 1998). Figur av Lykke Lundgren Sassner och inspirerad av Komar (1998) figur 6-39.

Rent geomorfologiskt är effekten av dessa mest slående när de blir stående och bildar cirkulationsceller. Att de blir stående resulterar i att de bildar en sågtandsstruktur med uddar och bukter som deponerar sediment i antinoderna och således bygger upp en höjdrygg som följs av en depression i noderna. När det är ett överskott av sediment kommer detta således först deponeras i antinoderna (Guza & Inman 1975; Komar 1998). Sågtandsmönstren är landformer som går att se utmed stränder och är vanligast i reflekterande och intermediära stadier (Fig. 11; Wright & Short 1984).

### 1.3.2. Strömmar

Olika stränder och strandmorfodynamiska stadier ger upphov till olika former av strömmar och strömdominerande system (Wright & Short 1984).

Det är de inkommande vågorna som ger upphov till **kustparallella strömmar**. När vågen genomgår refraction och bryts i en vinkel mot stranden kommer det ackumuleras vatten i riktning med vinden. Detta kommer ge en vattenrörelse utmed trågen i surfzonen som följer vindriktningen och denna är en av de viktigaste faktorerna för borttransport av sediment. (Reineck & Singh 1980; Reading 1996; Komar 1998; Andréasson 2006). Beroende av förhållandet mellan inkommande vågor och de kustparallella strömmarna kommer de partiklar som inte är i fas med den energin vattnet har röra sig i olika mönster (Fig. 9). Om det är lokalt starkare kustparallella strömmar än inkommande vågor kommer den största mängden sediment röra sig längsmed stranden. Om vågenergin är störst kommer sedimenten istället röra sig ut från stranden och om energin är liknande kommer det bildas ett mellanting (Fig. 9; Reineck & Singh 1980)

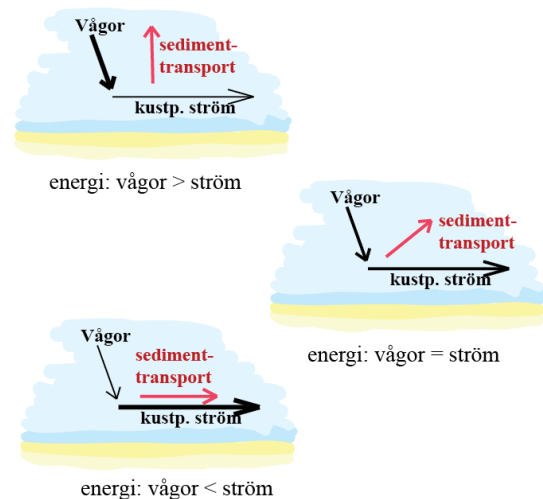


Fig. 9. Beroende av energin i vågorna och deras förhållande till den kustparallella strömmen kommer den dominerande rörelseriktningen för sedimenten att variera (Reineck & Singh 1980). Figur av Lykke Lundgren Sassner, inspirerad av Reineck och Singh (1980) figur 479.

Vatten trycks, som tidigare beskrivits, upp mot stranden och genom refraction ackumuleras i riktning med vinden. Därifrån kommer vattnet sträva mot att jämna ut sig vilket inte bara ger en kustparallell ström utan leder till cirkulationsceller vilka börjar flöda och erodera i surfzonen. Strömmarna flödar utmed tråg och depressioner i sedimenten, för att sedan rinna vidare i en central strömfåra som löper rakt ut från strandkanten och transporterar bort vattnet från strandzonen i en smal ström. Denna centrala ström har kapaciteten att erodera mycket sediment såväl som grova fraktioner under en väldigt begränsad tid och kallas **ripström** (Fig. 10; Reineck & Singh 1980; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Komar 1998; Andréasson 2006).



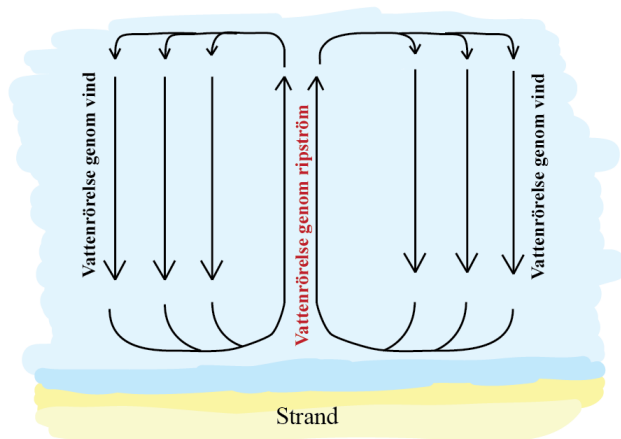


Fig. 10. En ripström bildas genom att det finns ett överflöd av vatten mot strandkanten och detta rör sig ut i en smal ström för att balansera ut skillnaderna i vattennivå, (Reineck & Singh 1980; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Komar 1998; Andréasson 2006). Detta kan likas vid en cykel där vatten förs in av vågor och ut av ripströmmar (Komar 1998). Figur av Lykke Lundgren Sassner, inspirerad av Komar (1998) figur 8-5.

## 1.4. Klassificering av stränder

### 1.4.1. Strandmorfologisk klassifikation

Det finns dokumenterat hur olika landformer hos stränder är sammankopplade med olika vågor/energier, strömmar, sedimenttyper och erosions-/depositionssituationer (Wright & Short 1984). Beroende på hur vågorna slår mot stranden samt interagerar med batymetri och andra vågor bildas olika system vilka kan klassificeras till olika morfologiska stadier för att få indikationer om hur mobila stränder är och vilka mönster de följer (Wright & Short 1984).

Det finns två ytterligheter i kustmorfologi som styrs av huruvida det är långa eller korta vågor som dominerar. Det är reflektionsstadium och dissipativt stadium (Wright & Short 1984).

**Reflektionsstadium** karaktäriseras av korta inkommande vågor samt kustparallella vågor. De kustparallella vågorna ger ofta upphov till en stående våg vilken resulterar i en tydlig sågtandsstruktur på strandkanten, utmed svallzonen, och är den främsta orsaken till erosion i detta stadium (Wright & Short 1984). Havsbottentopografien i detta stadium kommer av att deposition och vågpåverkan endast sker på grundare partier, i och med att det är vågor med låg energi och en grund vågbas som dominerar. Som ett resultat av vågornas framdrift ansamlas sedimenten utmed de strandpartier som är närmast strandkanten och en brant leder till de djupare delarna vilka främst har deposition i form av suspenderade sediment (Wright & Short 1984; Reading 1996;). Finast sediment går att hitta närmast stranden och grövre i branten med de större gradienterna. I dessa stränder är det en stor ackumulering av sediment (Reading 1996).

**Dissipativt stadium** karaktäriseras av att de långa inkommande vågorna, med den djupa vågbasen, definierar morfologin (Wright & Short 1984; Reading 1996). Detta resulterar i att vågorna kommer forma botten på ett större djup än vid reflektionsstränder (Reading 1996). I och med detta kommer det finnas en aktiv våg-deposition på större djup än hos reflektionsstränder och typiskt för dessa stränder är att de är långgrunda och har en flack lutning och låg gradient (Battjes 1974; Wright & Short 1984). De saknar sågtandsmönster och har raka symmetrier i sina landformer, såväl revlar som strandkanten. De kustparallella vågorna är frånvarande. Det förekommer periodvis ripströmmar men de är ofta mycket begränsade i tid (Wright & Short 1984).

Huruvida stränder är mer dissipativa eller reflekterande varierar mycket som ett resultat av våglängd, energi och årstid. Under de månader då det är mycket stormar, vanligen under vinterhalvåret, kan stränderna genomgå mycket erosion och bli mer dissipativa, varpå det under de lugnare månaderna, så som sommarhalvåret, ackumuleras sediment utmed strandkanten igen och stränderna blir mer reflekterande. Detta är naturligt och definieras som en **strandcykel** (Reading 1996; Bogren et al. 2008). Det finns även intermediära stränder vilka påverkas av kombinationer av de olika formerna av vågor som beskrivits i avsnitt 1.3.1 *Vågor* och är således ett mellanting mellan de rena reflektions- och dissipativa stadierna. Det är hos dessa det går att se de största förändringarna hos landformerna och således morfologin och det är även här det starkaste ripströmmarna förekommer (Wright & Short 1984). De intermediära formerna definieras som:

**Längsgående revel och tråg-stadium (Longshore bar-trough):** Detta domineras av långa vågor men har även viss inverkan av kortare vinddrivna såväl som kustparallella vågor. När det sker en ackumulering av sediment kommer det byggas upp en kustparallell revel. Denna kommer i sin tur att resultera i en högre gradient och således vara något reflekterande. Reveln kommer agera som något av en barriär och bryta inkommande vågor och således göra dem kortare. Detta kommer att ge en interaktion som präglas av såväl de långa som korta och kustparallella vågorna. De kustparallella vågorna ger ofta sågtandsmönster på strandkanten. Ripströmmar är i detta stadium närvarande men begränsade (Fig. 11; Wright & Short 1984).

**Ritmisk revel och strand-stadium (Rhythmic bar and beach):** Det förekommer såväl långa som korta och kustparallella vågor när en strand befinner sig i detta stadium. Den dominerande vågformen är fortfarande de långa vågorna. Genom en ackumulering av sediment, deponeras sedimenten i revlar och det byggas upp ett tråg vilket löper utmed strandkanten. Reveln liknas vid det längsgående revel och tråg-stadium och är lokalt reflekterande. Både stranden och reveln kommer i detta stadium, genom starka kustparallella vågor, ha en tydlig sågtandad form med uddar och bukter på ett avstånd av flera hundra meter. Ripströmmarna är i det här stadiet dominant och relativt starka (Fig. 11; Wright & Short 1984).

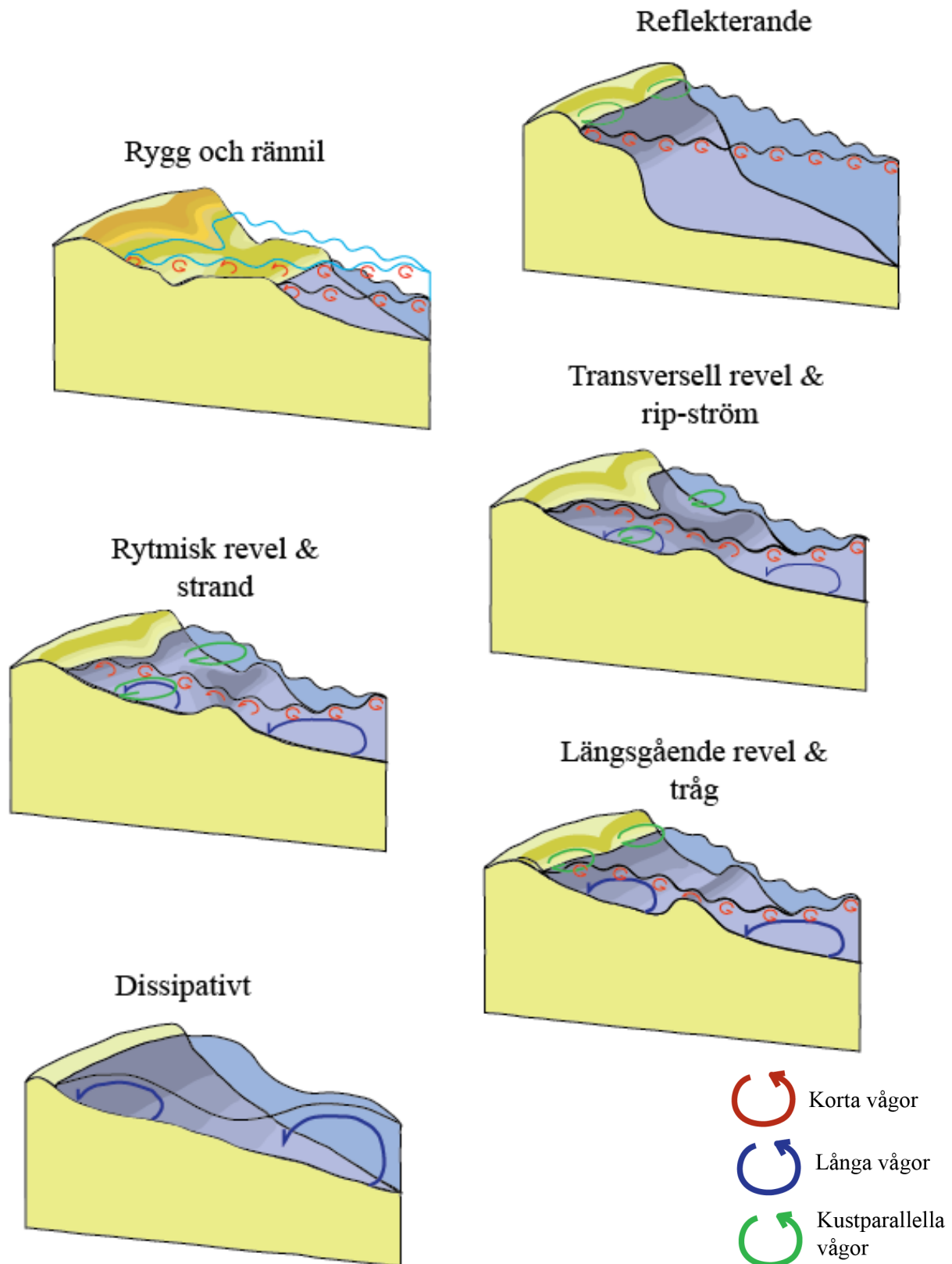


Fig. 11, En kust kan befinna sig i flera olika stadier beroende av sin fas i strandcykeln (Reading 1996). Wright och Short (1984) har beskrivit övergångsstadierna genom vilka en kust passerar när variationer i sedimenttillförsel samt vågor och medföljande strömmar leder till att morfologin förändras från ett stadium till ett annat. Dissipativa stadier präglas endast av långa vågor och reflekterande endast av korta vågor. Däremellan är det ett spektrum med mer eller mindre stor påverkan av de olika vågorna enligt bilden (Wright och Short 1984). Borttransporten av sediment kan förekomma hastigt- **akut erosion**, som när stora stormvågor drar in över en kust som domineras av små vågor; eller långsamt, som när sedimenttillskottet sinar-**kronisk erosion** (Malmberg Persson et al. 2016). Figur av Lykke Lundgren Sassner.

**Transversellt revel och ripströms-stadium (transverse bar and rip):** Den mest framträdande morfologin hos dessa stränder är hur de kustparallella revlarna har ackumulerat sediment till den nivå att de går in i strandkanten. Detta ger upphov till halvmåneformad revelform med djupa och smala tråg vilka bitvis skär reveln och i vilka det förekommer mycket starka ripströmmar. Nu har vågdominansen skiftat och det är mer korta vågor som dominerar strandmorfologin (Fig. 11; Wright & Short 1984).

**Rygg och rännil (ridge and runnel):** Dessa stränder har olika förhållanden beroende på huruvida det är ebb eller flod. När det är högt vatten, flod, kommer det vara reflekterande förhållanden. Detta gör att kusten är brant och det går att se de typiska reflekterande strukturererna så som de regelbundna sågtandade formerna. Vid ebb är förhållandena mer dissipativa med raka stränder och eventuellt några rester av tråg och små ripströmmar. Det går även att se strandföljande revlar i detta stadium. På djupare vatten kommer förhållanden röra sig från dissipativa mot mer reflekterande (Fig. 11; Wright & Short 1984).

#### 1.4.2 Matematisk klassifikation

Rent praktiskt går det att definiera stränder såväl genom observationer av morfologi som att använda beräkningar. Dalrymple och Thompson (1977) såväl som Dean (1973) har byggt upp modeller för att beskriva sedimenttransport. Dean (1973) fokuserade på att beskriva hur sediment rör sig på en kust beroende på tiden de befinner sig i suspension och konstaterade att om sediment befann sig i suspension under mer än  $\frac{1}{2}$  period,  $T$ , skulle de röra sig mot djupare vatten och om suspensionstiden var mindre än  $\frac{1}{2} T$  skulle sedimenten röra sig mot stranden. Dean (1973) konstaterade även att tiden i suspension berodde av såväl partikelns fallhastighet, och med detta storlek, som höjden vågen hade när den bröts. Sambandet mellan fallhastighet och diameter på sedimenten beskrev Dean (1973) (Fig. 12) och utifrån denna går det att genom kornstorleksanalys avgöra fallhastigheten.

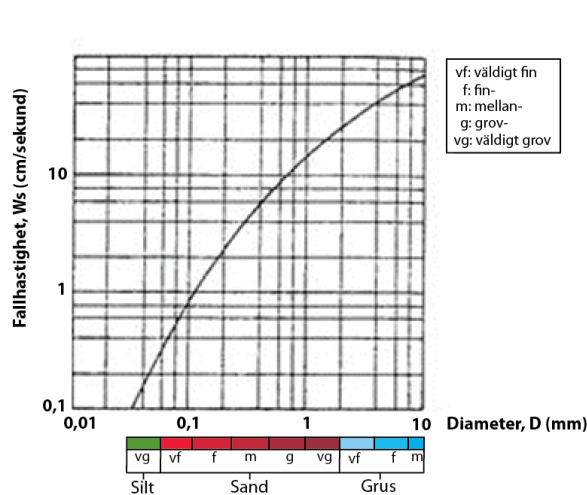


Fig. 12, Korrelationen mellan fallhastighet,  $W_s$ , och partikeldiameter. Figur från Dean (1973 figur 3) modifierad av Lykke Lundgren Sassner med silt, sand och grusfraktioner från Blott och Pye (2001).

Genom att använda Deans (1973) ekvationer kom Dalrymple och Thompson (1977) att beskriva ekvation 3, vilken bygger på att det finns ett samband mellan kornstorlek och gradienten på stranden. Genom sambandet mellan detta och om det är reflekterande eller dissipativa förhållanden går ekvation 3 att använda för Wright och Shorts (1984) morfologiska bedömning (Fig. 11; Wright & Short 1984). Genom att bedöma en konstant,  $\Omega$ , beroende av höjden på vågen när den bryts,  $H_b$ , hastigheten i vilken sedimenten rör sig,  $W_s$ , och vågperiod,  $T$ , kan man således matematiskt bedöma de morfodynamiska förhållanden som dominerar (Dalrymple & Thompson 1977; Wright & Short 1984).

#### Ekvation 3

$$\Omega = H_b / \omega_s T \text{ (Dalrymple \& Thompson 1977)}$$

Om värdena på  $\Omega$  är under 1, definieras stranden att tillhöra det reflekterande stadiet. När  $\Omega$  överstiger detta värde kommer det ske en övergång mot de mer intermediära morfologierna fram tills  $\Omega$  överstiger 6 då stränderna definieras som dissipativa. På samma sätt är det först när värdena understiger 6 som det sker en övergång från dissipativa stadiet till de intermediära fram tills det understiger 1 och definieras som reflekterande (Wright & Short 1984). I och med detta samband går det att definiera om det förekommer erosion eller deposition samt om stranden är i jämvikt (Fig. 13). Om ett område har varit dissipativt men får låga  $\Omega$ -värden förekommer en deposition av sediment och om en strand har varit Reflekterande och  $\Omega$  överstiger 1 förekommer erosion (Wright & Short 1984).

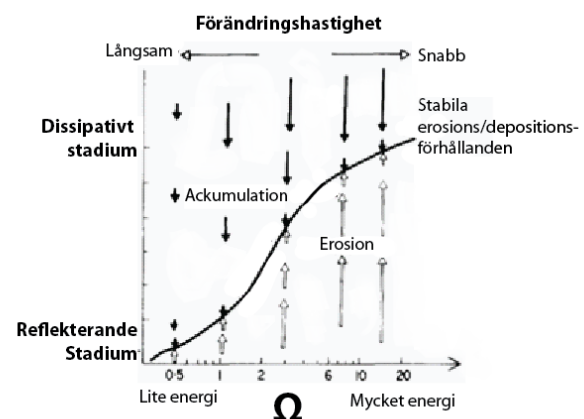


Fig. 13, Beroende på konstanten  $\Omega$ , och i vilket morfologiskt stadium kusterna är, går det att bedöma huruvida det över tiden sker erosion eller deposition av sediment (Wright & Short 1984). Figuren illustrerar sambandet mellan kustmorfologi och energi. Figur från Wright och Short (1984 figur 12), modifierad av Lykke Lundgren Sassner.

Stränder kan även klassificeras matematiskt genom Iribarrens tal,  $\epsilon$ , vilket utgår från lutningen på havsbotten och höjden på vågen (Battjes 1974). Detta definieras enligt Battjes (1974) som:

Ekvation 4

$$\epsilon = \frac{\tan(\alpha)}{(H/L_0)^{1/2}}$$

Där  $\alpha$  är lutningen på surfzonen,  $H$  är våghöjden och  $L_0$  är ett tal som varierar beroende på gravitation,  $g$ , och vågens period,  $T$ , i enlighet med:

Ekvation 5

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (\text{Battjes 1974})$$

Iribarrens tal ger en bedömning av huruvida det är reflekterande eller dissipativa förhållanden men även hur vågen bryts. Om  $\epsilon$  är under 0,1 absorberas vågen (Battjes 1974) vilket är förhållanden som dominerar i det dissipativa stadiet i enlighet med Wright och Short (1984). När  $\epsilon$  är över 3 reflekteras vågorna (Battjes 1974) vilket är karaktärer som återspeglas i Wright och Shorts (1984) reflekterande stadium. Om  $\epsilon$  varierar mellan 0,1 och 3 förekommer såväl reflekterande som absorberande egenskaper (Battjes 1974), vilka kan liknas Wright och Shorts (1984) intermediära strandmorfologier (Fig. 11).

$\epsilon$  ger även information om hur vågen bryts. Värdet under eller runt 0,1 definieras av spillande vågor (*spilling*) (Battjes 1974). Dessa karaktäriseras av att vågen bryts genom att toppen spillar över och återfinns på flacka lutningar (Fig. 14; Galvin 1968; Komar 1998). När  $\epsilon$  ligger kring 1,0 kommer vågen vara störtande (*plunging*) (Battjes 1974). I detta steg viker sig vågtoppen i en halvmåneform innan den bryts (Fig. 14; Komar 1998). Dessa förekommer i områden med viss lutning (Galvin 1968). Vid värdet på runt 3,0 eller över kommer vågorna svalla (*surgings*) (Battjes 1974). Detta är när vågtoppen bara sjunker undan och förekommer när det är stor gradient på lutningen (Fig. 14; Galvin 1968, Komar 1998). Det finns mellanting mellan dessa också. Battjes (1974) har definierat brytande (*breaking*) som ett mellanting mellan spillande och störtande och Komar (1998) beskriver kollapsande (*collapsing*) som ett mellanting mellan störtande och svallande.

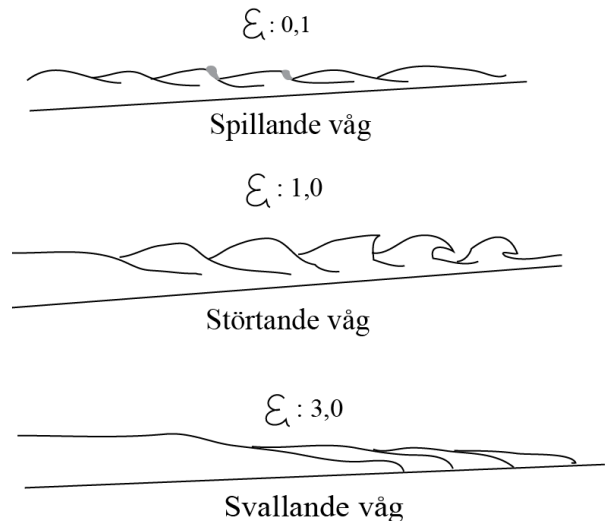


Fig. 14. Beroende av iribarrens tal,  $\epsilon$ , kommer vågorna brytas olika. De olika formerna av vågor samt gränsvärdena finns beskrivna i ovanliggande figur (Battjes 1974; Komar 1998). Figur av Lykke Lundgren Sassner, utifrån Komar (1998) figur 6-3 med gränsvärden från Battjes (1974).

## 1.5. Bedömning av kusterosion

År 2004 och 2006 genomförde SGI undersökningar och bedömningar av erosionssituationen på Sveriges stränder (Rydell et al. 2004; Rydell et al. 2006). SGI skrev 2012, på uppdrag av regeringen, en manual för bedömning och utvärdering av erosionsrisk (Rydell et al. 2012). Enligt denna ska bedömning av erosionssituation delas upp mellan olika instanser: dels SGI och dels de berörda verksamheterna (oftast kommuner). Detta betonar Rydell et al. (2012) ska göras genom en, av SIG, översiktlig kartering av Sveriges kuster, med hänsyn till såväl erosion och morfodynamik som infrastruktur och samhällsvärden. Bedömningen skall göras genom att ge olika förhållanden, så som sedimentfraktion och lutningsgradient, olika värden och därefter räkna ut en konstant. Denna konstant är sedan grunden för en riskbedömning av verksamhetsutövarna. Det är således verksamhetsutövaren som bär ansvaret för att undersöka möjliga åtgärder och planera för att begränsa såväl erosion som skadorna som stranderosionen kan orsaka (Rydell et al. 2012).

I Skåne har Malmberg Persson et al. (2016) gjort en bedömning av erosionsrisken utifrån dagens rådande förutsättningar. Med detta har de tagit hänsyn till såväl sediment i området, exponering, gradient på land samt sedimentdynamiken på land såväl som i vattnet. Genom att ge olika förhållanden värden, liknande direktiven från Rydell et al. (2012), har Malmberg Persson et al. (2016) kunnat beräkna ett erosionsindex, vilket ger indikationer på vilka områden som är mest känsliga för erosion och vilka som är mer stabila. Det finns även dokumenterat hur strandlinjen har förändrats i Skåne under intervall från 1940 på SGUs kartläsare (Sveriges Geologiska Undersökningar, 2019).



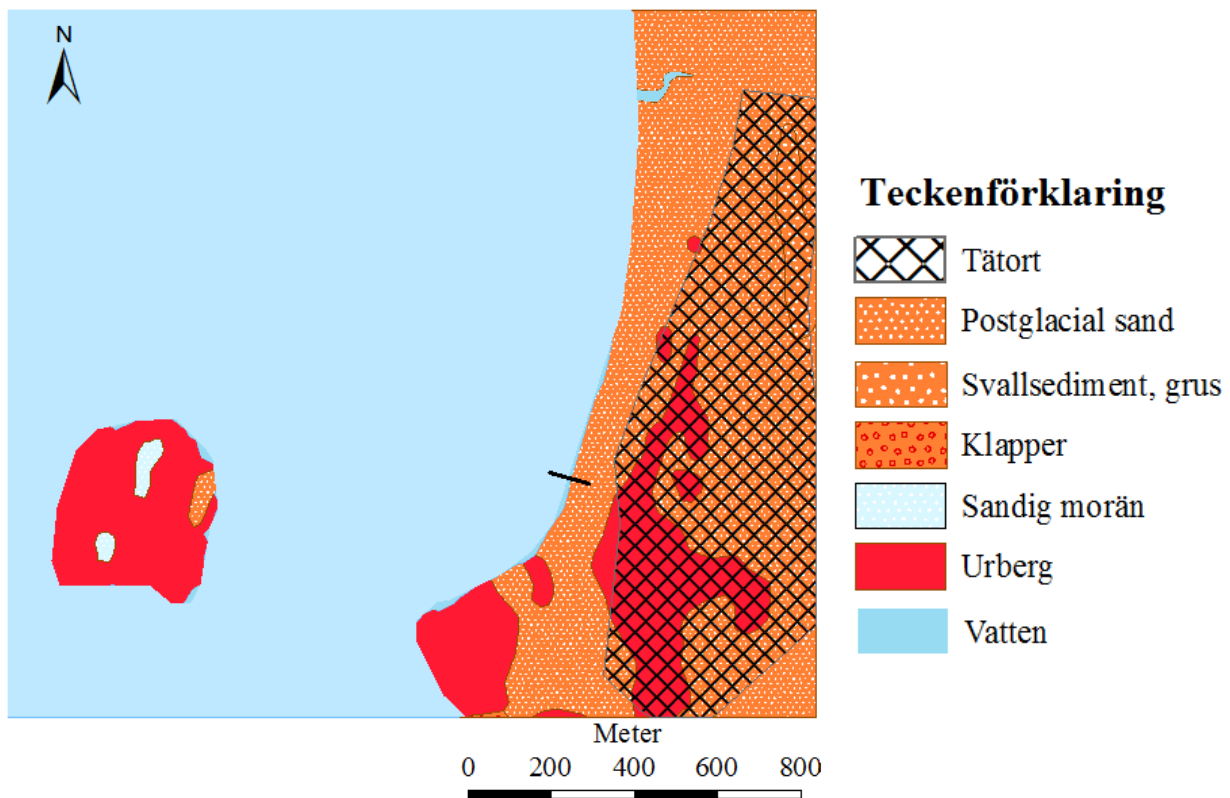


Fig. 15. Jordartskarta över undersökningsområdet: Tylösand (N: 6280504 E: 360747 i SWEREF99). Området för transekten beskriven i Metod, 2., är markerat med en svart linje. utifrån ©Lantmäteriet och ©SGU modifierat i Arcmap 10.5.1 och Paint av Lykke Lundgren Sassner.

## 1.6. Tylösand strand

Lokalen som har undersökts ligger ungefär en mil söder om Halmstad och är en del av de sedan tidigare dokumenterade områdena med dokumenterad stranderosion (Rydell et al. 2004; Rydell et al. 2006). Detta gör lokalen i synnerhet intressant för en bedömning av morfologi och erosionsrisk.

### 1.6.1 Geologin

Den jordart som dominerar i undersökningsområdet och kring Halmstad är postglacial sand och in mot land flygsand (Fig. 15; Sveriges geologiska undersökning 2018). Flygsand är i storlek av fin- och mellansand och kommer av att lösa avlagrade sediment omlagras genom vinden. Omlagringen gynnas av att sedimenten inte binds upp av vegetation utan således kan påverkas av starka vindar och ackumuleras i dyner (Malmberg Persson et al. 2016). Den postglaciala sanden är svallsand, bildad sedan isen drog sig tillbaka (Daniel 2006) och är bitvis något kuperad. Denna underlagras av varvig lera avsatt när havsytan, vid den senaste istiden, var högre. Sandlagret är i förhållande till lerlagret tunt (Daniel 2006). Det går även att se partier med exponerat urberg i området (Fig. 15; Sveriges geologiska undersökning 2018).

### 1.6.2 Lokala erosionsbilden

Rydell et al. utformade 2004 en bedömning av alla svenska kuster, vilket även innefattar försöksområdet i fråga och kartorna från 2006 (Rydell et al. 2006). Rydell et al. (2006) har bedömt stränderna runt Halmstad som områden med erosion. Denna inventering bygger såväl på data insamlad av kommuner om drabbade områden som en geologisk genomgång av sediment och utifrån detta en bedömning av erosionsbenägenheten (Rydell et al. 2004). Kusten i Halmstad är som tidigare beskrivits, 1.6.1 Geologin, dominerande postglacial sand under vilken det ligger varvig lera (Daniel 2006; Sveriges geologiska undersökning 2018). Dessa är sediment som genom sin kornstorlek och ursprung är erosionsbenägna (Rydell et al. 2004). Även flygsanden, som enligt Malmberg Persson (2016) domineras av fin- till mellansandsfraktioner, innefattas av de fraktioner som är erosionsbenägna i enlighet med bedömningen av Rydell et al. (2004). I och med detta är det av stor vikt att utreda och kontinuerligt bedöma stranden och erosionsbilden.

## 2. Metod

I litteraturstudien utgick jag från Wright & Short (1984), Malmberg Persson et al. (2016) och Jancsak (2018). Utifrån dessa arbeten skrevs referenser ner och gick igenom. Vikten lades vid förståelse och relevant information om morfologi, vågor och erosion samt depositionsförhållanden. Det genomfördes dessutom sökningar i såväl Web of Science och Google Scholar som LUBsearch för vilka nyckelord var: coastal erosion, coastal dynamics, Halmstad geologi, Bedömning erosion, Dokumentering erosion m.fl.

Den 23:e april 2019 gjordes fältarbete på stranden i Tylösand för att undersöka i vilket av Wright och Short (1984) stadier den befann sig i och för att kunna ta reda på de faktorer vilka krävs för att räkna ut  $\Omega$  och  $\epsilon$  enligt ekvation 3, 4 och 5. Den visuella undersökningen bestod av att bedöma landformer, så som revlarna och trägen, såväl som vågor och utifrån dessa, och figur 11, definiera vilka morfologier som fanns. Utifrån detta gjordes sedan en översiktlig bedömning av i vilket stadium som stranden befann sig i.

För att kunna applicera de olika matematiska modellerna/ekvationerna genomfördes även en visuell uppskattning av vågornas höjd och en tidtagning av vågornas period (genom Samsungs klock-applikation). Perioden räknades ut genom att, under en minut, räkna antalet vågtoppar som passerade en punkt och sedan dividera antalet med 60.

För beräkning av  $\Omega$  krävs medelkornstorleken och därför togs det sedimentprover på olika områden utmed stranden. Proven användes såväl till att morfologiskt bedöma huruvida de olika delarna av sågtandsstrukturen skiljde sig åt strukturellt som till att bedöma fallhastigheten på sedimenten utmed en transekt. Proven togs till Lunds universitets geologiska institutions sedimentlabb och undergick en fullständig siktanalys enligt Deltus och Kristiansson (2000). För min siktanalys genomfördes endast en analys per provområde. Innan siktanalysen vägdes proven och det genomför-

des en tvätt av sedimenten med 0,05 Mol  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ . Denna skedde under omrörning i 15 minuter. Därefter siktades material som var  $<0,063$  mm bort och proven torkades och vägdes. Efter detta följdes Deltus och Kristianssons (2000) alternativ 2 med som enda skillnad att fraktionerna: 22,4, 16,0, 11,2, 8,0, 5,6, 4,0, 2,8, 2,0, 1,4, 1,0, 0,710, 0,500, 0,355, 0,250, 0,180, 0,125, 0,090 och 0,063 mm användes. Resultatet sattes in i Gradistatv8 (Blott & Pye 2001) och utifrån detta bedömdes partikelstorlek och medelfraktion enligt Folk och Ward (1957) samt Blott och Pye (2001). För alla prov utom för prov "buk" och prov "100 meter, transekt" var provmängden 300 gram (Bilaga 1). För prov "buk" användes provmängd 500 gram i och med att den var mer osorterad och för prov "100 meter, transekt" användes 44 gram för det var allt jag fick med från fält (Bilaga 1). Genom att använda sig av Dean (1973) (Fig. 12) gick det att utifrån medelfraktion uppskatta fallhastigheten. Medelfractionen bedömdes enligt Folk and Ward (1957) i Gradistatv8 (Blott & Pye 2001). Därefter hade alla värden för att applicera ekvation 3 införskaffats och  $\Omega$  kunde räknas ut och bedömas i enlighet med Dalrymple och Thompson (1977) och Wright och Short (1984).

För att få data om partikelstorleken för sågtandsstrukturerna på stranden togs det sedimentprov i en representativ bukt och udde, samt mellan dessa (bilaga 1). För strandplanet antogs värdena från transekten (bilaga 2) vara representativa för hela områdets strandplan.

För beräkning av  $\epsilon$  krävs det en gradient på stranden. I och med detta uppmättes en höjdtransekt utmed en del av strandprofilen. Denna användes både till att demonstrera strandens morfologi i form av revlar och topografi som till att beräkna gradienten. Höjdtransekten gjordes med ett avvägningsinstrument och utifrån två uppmätta värden beräknades en gradient (Fig. 16). Efter att gradienten var uträknad fanns alla värden för att räkna ut  $L_0$  såväl som  $\epsilon$  enligt ekvation 4 och 5.

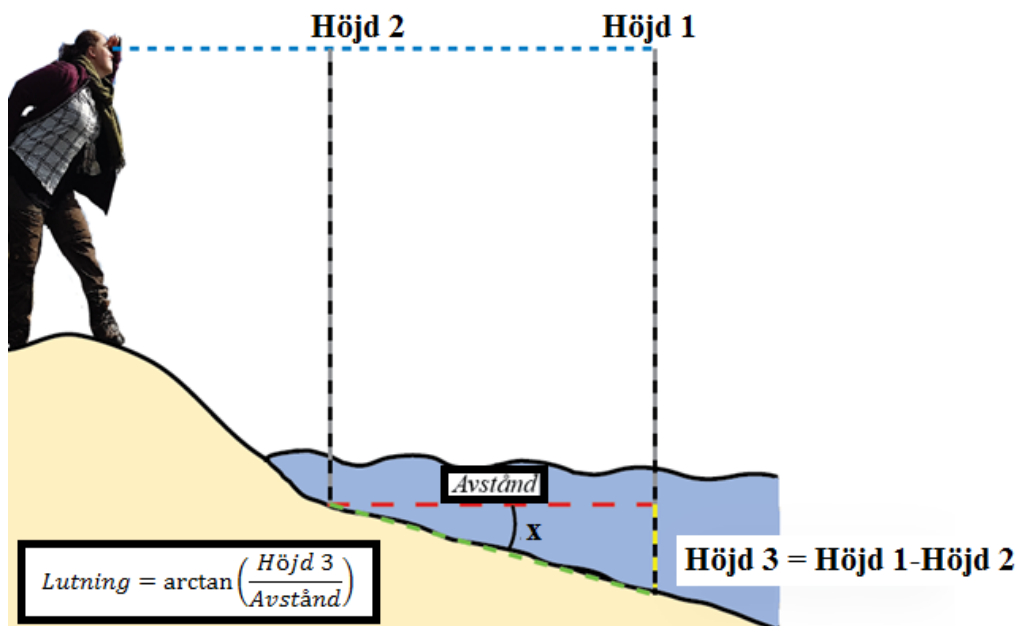


Fig. 16, Baserat på avståndet och höjden mellan två punkter går det att beräkna lutningen av strandprofilen. Figur av Lykke Lundgren Sassner.

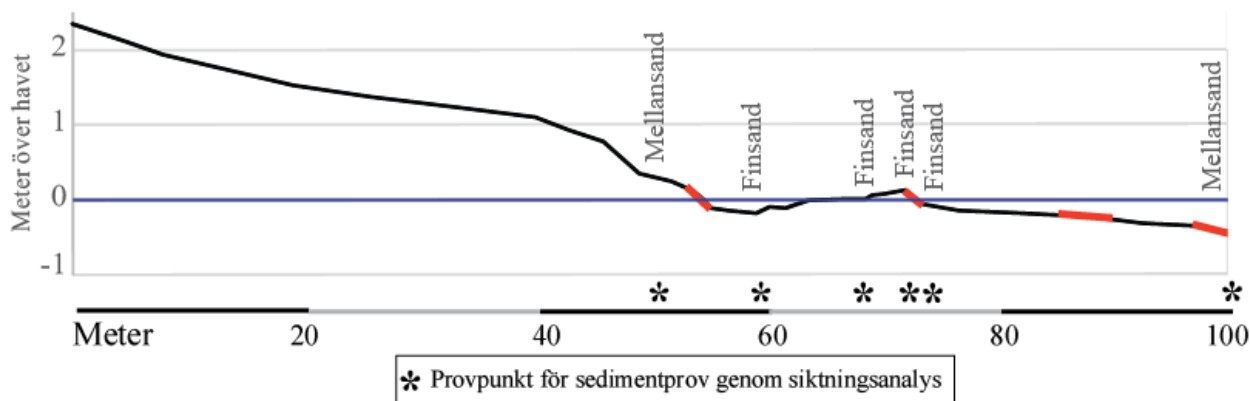


Fig. 17, Strandprofil över ett parti i Tylösand (Fig. 15; Bilaga 3). Havsnivån är markerad som höjd 0, och markerad med en mörkblå linje. Mätningen sträcker sig 55 meter in på stranden och 45 meter ut i havet. Det går att se en tydlig revel som följer strandkanten. Utmed profilen finns det röda partier markerade. Detta är områden i vilka undersökningar om huruvida det är reflekterande eller dissipativa förhållanden förekommer har gjorts (Tabell 1, Tabell 2). Övanför avståndsmarkeringarna i vågrät led har olika avstånd markerats. Detta är platser på vilka det har tagits prov för kornstorleksanalys (bilaga 2). Figur av Lykke Lundgren Sassner.

### 3. Resultat

Den studerade strandprofilen går 55 meter in på stranden och 45 meter ut i havet. Genom denna går det att se att stranden är mycket flack men även att partiet som undersöktes (Fig. 15) hade en kustparallell revel (Fig. 17). Det går även att se hur det var brantare partier utmed strandkanten och i övrigt var det flackt. Data som uppmättes redovisas i bilaga 3.



Fig. 18, en ovanifrån sedd schematisk illustration över sedimentfraktioner i en bukt i sågtandsstrukturerna utmed Tylösand strand (Bilaga 1). Figur av Lykke Lundgren Sassner.

Det var en tydlig skillnad på sedimentfraktionerna i de olika delarna av stranden. Genom att se på en typisk sågtandsstruktur på stranden kunde det konstateras att sedimentfraktionerna varierade. I bukterna på de sågtandsmönstrade strukturerna återfanns det grusig grovsand (prov ”buktt”), i uddarna finsand (prov ”udde”) och mellan dem gick det att hitta grusig mellansand (prov ”mellan bukt och udde”) (Fig. 18, Bilaga 1). Övanför dessa konstaterades i fält såväl visuellt som i laboratorium, genom att prov ”49 meter, transekt” att det återfanns mellansand (Fig. 18; Bilaga 2).

Vågperioden uppmättes till 2,86 sekunder per våg och våghöjden när vågorna befann sig vid strandkanten låg på runt 10 cm. Detta är grunden i alla de beräkningar som har genomförts i de olika delarna av strandprofilen.

Genom okulära undersökningar såväl som sedimentprov (prov ”dyn”) kunde det konstateras att det fanns finare sediment i dynerna, finsand, och grövre på strandplanet (prov ”49 meter, transekt”) (Bilaga 2).

Gradienten inom de angivna intervallerna bygger på data uppmätt för strandprofilen (Fig. 17; Bilaga 3) och ger olika bedömningar av geomorfologiska förhållanden. Strandpartierna som är grundast, 54,5-55,3 och 72,1-73,6 meter, bedöms enligt Battjes (1974) att vara reflekterande, intervallet 81,7-88,2 bedöms vara dissipativ/absorberande och intervallet 96,9-100 definieras som intermediärt (Tabell 1)(Battjes 1974).

Tabell 1. Den nedanstående tabellen är de data som har insamlats och uträkningarna som har gjorts för att bedöma  $\epsilon_s$  samt vilka intervaller som berörs. Partierna som undersökts demonstreras i figur 17. De grundaste partierna bedöms genom Irenbarrens tal som reflekterande, det lite djupare som dissipativ och den yttersta som intermediär.

Avstånd	T (s)	tan $\alpha$	H (m)	Lo	$\epsilon_s$	Tolkning	Vågor
54,5-55,3	2,86	0,13	0,01	12,76	2,12	Reflekteras	Kollapsande/Collapsing
72,1-73,6	2,86	0,13	0,01	12,76	2,27	Reflekteras	Kollapsande/Collapsing
81,7-88,2	2,86	0,01	0,01	12,76	0,10	Dissipativ	Vältande/Spilling
96,9-100	2,86	0,03	0,01	12,76	0,49	Intermediär	Brytande/Breaking



Tabell 2. Definitioner av parametrar och  $\Omega$  i olika sektioner av strandprofilen, samt tolkningar utifrån Wright och Short (1984). Partierna som undersökts demonstreras i figur 17. De två grundare partierna bedöms enligt  $\Omega$  att vara intermediära och de två yttersta definieras som reflekterande. Det bör poängteras att detta kommer av att samma partikelstorlek har antagits enligt sedimentfraktion från prov "100 meter, transekt".

Avstånd	T (s)	H (cm)	medelfraktion (mm)	ws (cm/sekund)	$\Omega$	Tolkning
54,5-55,3	2,86	10,00	0,23	3,00	1,17	Intermediär
72,1-73,6	2,86	10,00	0,21	2,50	1,40	Intermediär
81,7-88,2	2,86	10,00	0,31	3,60	0,97	Reflektion
96,9-100	2,86	10,00	0,31	3,60	0,97	Reflektion

$\Omega$  för områdena bygger på fraktionen av sedimenten vilka togs från närmaste prov och vilka analyserades för fraktion genom en fullständig kornstorleksanalys (Fig. 17; Bilaga 2). För intervallet 54,5-55,3 antogs fraktionerna från 49 meter (prov "49 meter, transekt" i bilaga 2), för 72,1-73,6 definierades partikelstorleken enligt kornstorleksprovet på 73 meter (prov "73 meter, transekt" i bilaga 2) och för 81,7-88,2 och 96,9-100 användes medelfraktionen för kornstorleksanalysen vid 100 meter (prov "100 meter, transekt" i bilaga 2). Enligt Wright och Short (1984) definieras de grundare partierna, intervall 54,5-55,3 och 72,1-73,6 som intermediära och de djupare, intervall 81,7-88,2 och 96,9-100 som reflekterande (Tabell 2).

Under fältundersökningarna den 23:e april 2019 blåste vinden från sydost. Tylösand strand ligger i en bukt runt vilken det finns exponerat urberg och längre ut i vattnet finns det en ö med urberg (Fig. 15;

Fig. 20). Runt stranden låg vid undersökningstillfället stora dyner, cirka 20-30 meter breda och med flacka dynbranter mot havet (Fig. 19). På dynerna växte torrmarksvegetation med mycket gräs och några rosenbuskar på topparna, och på läsidan högre vegetation med bland annat björk. Det fanns i dynerna nedtrampade gångar, i vilka vegetationen var begränsad. På stranden fanns det sjögräs uppspolat men inte ända upp till dynerna (Fig. 19). Det gick även att se hur sedimenten fram till sjögräset har bildat en krusta utmed ytan (Fig. 21). Stranden hade en bredd på runt 60 meter och vågorna var små. Det gick att se en tydlig revel som följde stranden i den södra delen (Fig. 17, Fig. 20, Fig. 22) och på denna hade det bildats tydliga halvmåneformade revelformer (Fig. 22). Sågtandsmönster gick att se över hela stranden och dessa fortsatte ut i förhöjda ryggar ut i vattnet (Fig. 23). De var mindre i söder bakom urbergsön, med en längd på runt 5 meter, och i de norra delarna, på runt 30 meter.



Fig. 19, till vänster går det att se dynerna samt tången vilken ligger som en linje på stranden nedanför de flacka dynbranterna. Till höger syns strandpartiet på vilket strandprofilen uppmättes, med person för skala. Bilder av Lykke Lundgren Sassner.

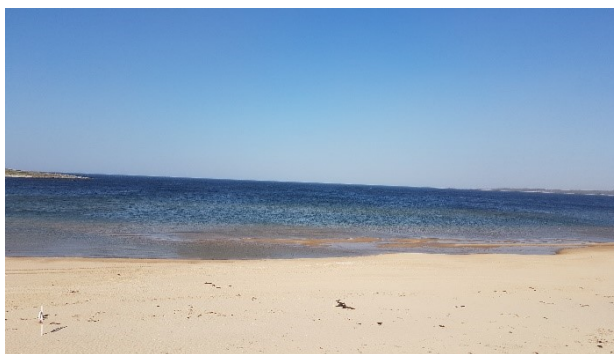


Fig. 20, till vänster syns buktens udde och de exponerade urbergspartierna samt ön utanför stranden. Till höger går det att se hur en revel följer strandkanten. Bilder av Lykke Lundgren Sassner.

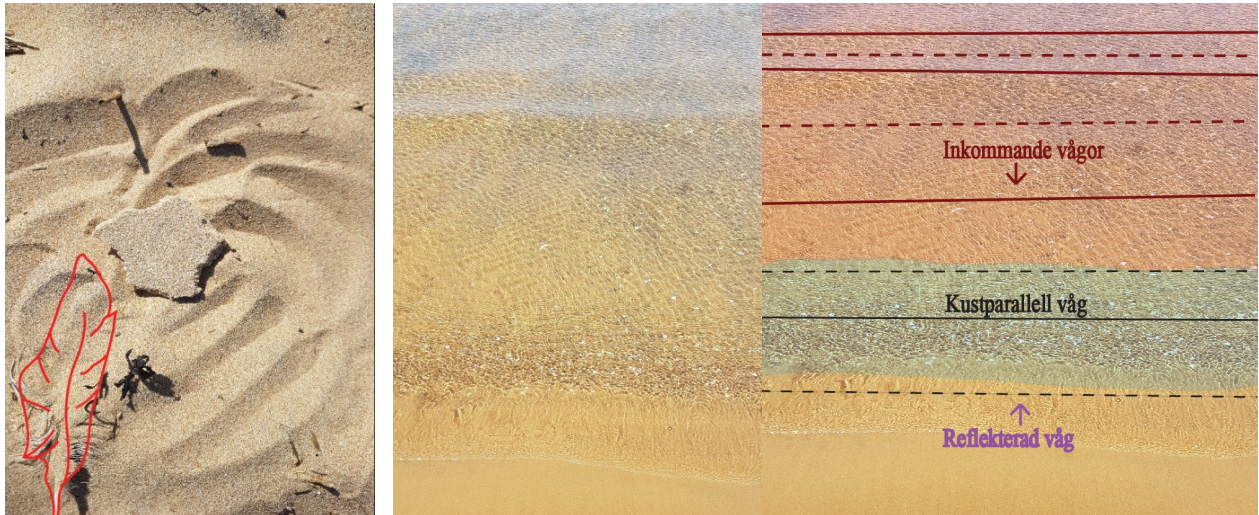


Fig. 21, till vänster har jag lagt sand från nedanför stormstandlinjen på sand som ligger ovanför. Det går att se hur den sand som ligger under tången har bildat en hård krusta medan sanden som ligger i dynerna, ovanför tången och med denna stormstrandlinjen, inte har samma hårda skal. Fjäder i nedre vänstra hörnet som skala. Till höger går det att se hur det är reflekterande förhållanden och bildas kustparallella vågor utmed strandkanten. I den ena delen är bilden inte modifierad och i den andra är de olika vågorna markerade. Det röda området är inkommande vågor, det blå är den kustparallella vågen och det lila är den reflekterande. Vågkrön är markerade med en hel linje och vågdalar med en streckad. Dessa färger överensstämmer med figur 8. Bilder av Lykke Lundgren Sassner.

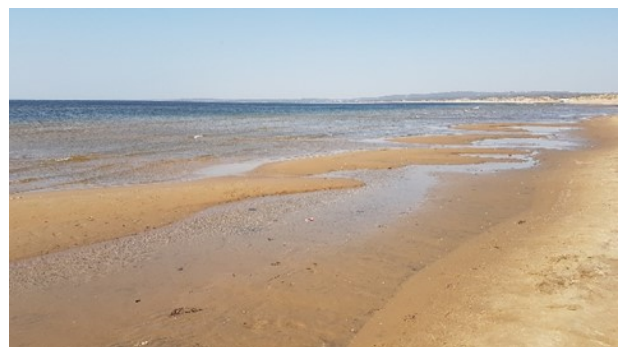
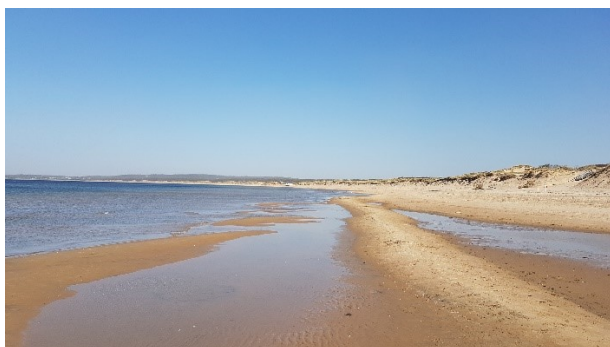


Fig. 22, till vänster syns hur en stor revell har byggts upp kustparallellt och hur denna sedan har formats så att den bildar en halvmåneformad revelform. Till höger går det att se hur revlarna har vuxit in mot stranden och hur de olika halvmåneformade revelformerna är öppna för att bilda en ripström. Bilder av Lykke Lundgren Sassner.

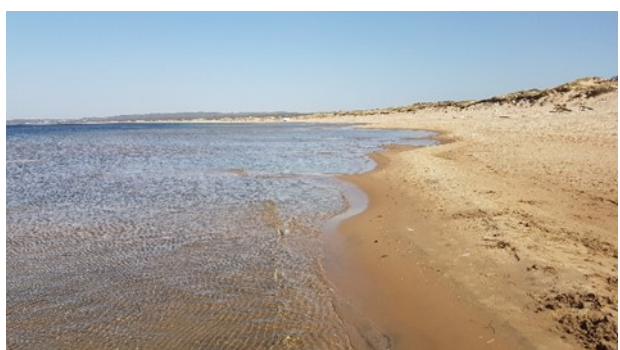
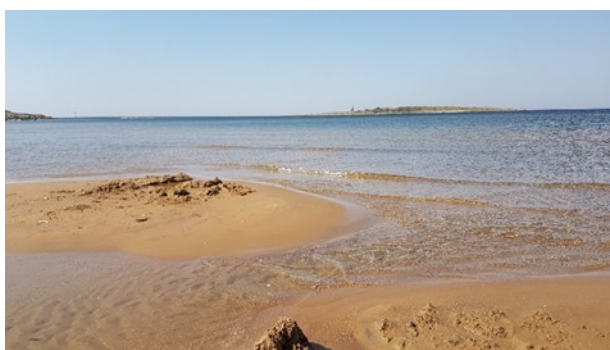


Fig. 23, till vänster är en av öppningarna i de halvmåneformade revelformerna vilka ger upphov till ripströmmar som transporterar bort vatten och sediment från stranden. Till höger går det att se de olika sågtandsmönstrade strukturerna i stranden, med ud-dar och buker. Bilder av Lykke Lundgren Sassner.



## 4. Diskussion

### 4.1. Litteraturstudie

Att använda matematik och ge olika egenskaper värden för att bedöma erosionsbenägenheten är ett gott sätt att konkretisera stranderosion men det ger luckor i att stränder är morfologiskt dynamiska och kan variera mycket naturligt, beroende på väder- och årstidscykler, såväl som i större skala med jämna intervall av mer erosiva stormar (Reading 1996). Det finns en risk att mycket av denna dynamik förbises om en strand får ett värde för hur mycket som eroderas. Det gäller att vara medveten om hur långa cykler stranden har såväl som när den är eroderande och deponerande, för att kunna göra en bra avvägning på värdet för erosionen som helhet. I och med att det förekommer mycket variationer och snabba förändringar i de intermediära stadierna (Wright och Short 1984) är det fördelaktigt att komplettera rent observativa studier med de matematiska modellerna och med detta få kvantitativa data.

Genom att kontinuerligt undersöka satellitdata såväl som besöka platserna och utifrån detta avgöra om kusterna rör sig mot mer reflekterande eller dissipativa förhållanden, i enlighet med Wright och Shorts (1984) bedömning av kuststadiet, kommer stranden kunna ses i sin helhet och den naturliga dynamiken i viss mån fångas i observationerna. Jag skulle rekommendera att besöka stranden åtminstone en gång per årstid (en gång var 3:e månad) för att fånga variationerna i stormfrekvensen (Bogren et al. 2008) och se på satellitdata en gång i månaden för att få med dokumentation av övergångsstadierna. Detta skulle fånga upp mycket av årstidsvariationerna och deras effekt på strandmorfologin. Dessutom bör det genomföras ytterligare studier vid extrema väder då dessa kan introducera en akut erosion. Det är först när verksamhetsutövarna har en god bild av stranden och dennes morfodynamik såväl som erosionssituationen som åtgärder för att begränsa erosionen kan sättas in. Generellt sett går förhållandet mellan vågdynamik och strandmorfologi att förenklas enligt figur 24.

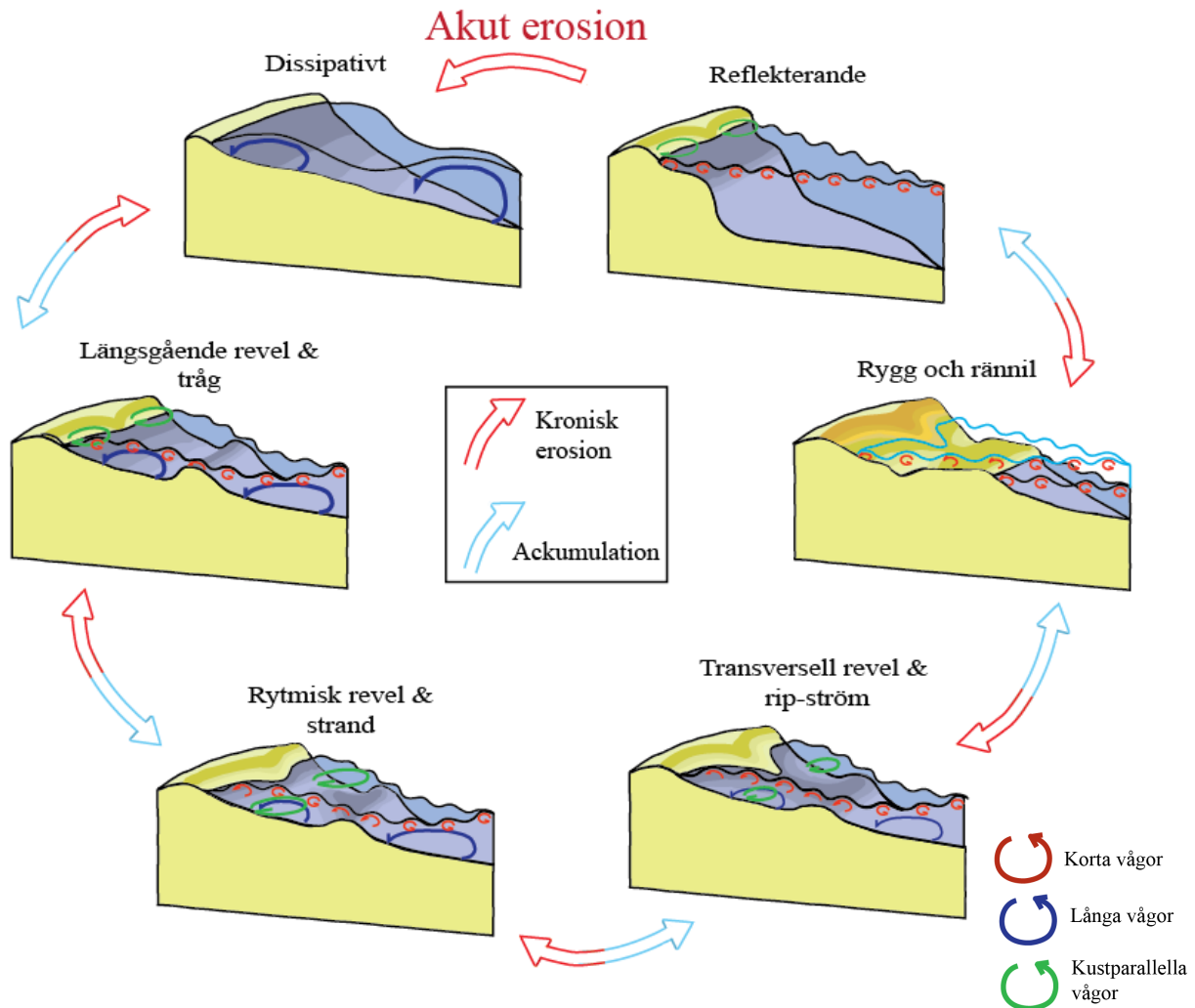


Fig. 24. Genom att se på de olika kusternas morfologi och deras utveckling går det att bedöma huruvida de genomgår erosion eller om de växer genom deposition. Snabba förändringar och hopp mot de mer dissipativa stadierna kan vara en indikation på akut erosion och mer långsamma övergångar en kronisk. Men man bör vara medveten om strandens naturliga variationer innan man drar stora slutsatser om strandens erosionssituation. De dissipativa förhållandena domineras av långa vågor och det reflekterande av korta. Däremellan är det ett spektrum (Malmberg Persson et al. 2016; Wright & Short 1984). Figur av Lykke Lundgren Sassner.

För att kunna ge ett fullgott skydd mot erosion bör det i större utsträckning dokumenteras hur Sveriges olika stränder ser ut och vilka variationer som kan anses vara normala. Utan dessa data är det mycket svårt att avgöra vilka variationer som ger en långsiktig förändring och hur mycket den globala uppvärmningen kommer påverka i form av ökade havsnivåer och förändrade vågdynamiker. Det bör läggas resurser på att inte bara restaurera värdefulla stränder som idag eroderas, utan på att, genom att känna till och bedöma våra olika strandsträckor, kunna avgöra var resurser läggs bäst för att minst antal individer skall påverkas av den stigande havsytan och med detta erosion.

Det går att matematiskt använda sig av ekvationer så som  $\epsilon$  (Battjes 1974) och  $\Omega$  (Dalrymple & Thompson 1977; Wright & Short 1984) men de bör kompletteras med observationer för att få en god översiktlig bild av strandens utseende och i vilka stadium den rör sig. Dessutom bör de två modellerna appliceras ihop då resultatet av de olika testerna kan variera.

De sediment som går att hitta i studieområdet: svallsediment, flygsand och varvig lera (Daniel 2006; Sveriges geologiska undersökning 2018) definieras alla enligt Rydell et al. (2004) som erosionsbenägna. Detta ger en risk för erosion vilken har dokumenteras genom Rydell (2006). Sedimenten som är vid kusten, och som definierats som erosionsbenägna, fortsätter även in mot land och underlagrar Halmstad (Sveriges geologiska undersökning 2018). Denna utbredning kan vara betydande vid en ökad havsnivå då dessa sediment enkelt förflyttar sig. Genom detta kan en ökad havsnivå och erosion riskera att underminera delar av staden. I och med detta anser jag att dokumentation av stränderna i området såväl som en grundlig geofysisk undersökning av de olika sedimentära lagrens utbredning är av största vikt för att kunna säkerhetsställa stadens framtid.

## 4.2. Tylösands strand

### 4.2.1. Strandmorfologisk bedömning

Det gick på Tylösand sandstrand att få flera olika ledtrådar till hur hög vattenytan hade varit som högst och de olika stadierna som format stranden. I och med att sjögräset inte har spolats upp ända till dynerna går det att anta att dessa inte har bearbetats av havet under den senaste vintersäsongen, 2018-2019. Om detta skulle vara fallet hade dynerna påvisat en brantare lutning på dynbranterna och sjögräset skulle ligga ända upp till dynerna. Det gick även att se en krusta på sedimenten fram till tången, vilket troligtvis är ett resultat av att sedimenten har påverkats av havsvatten och salterna har kristalliserats runt sandkornen när havet har rört sig undan. Alla dessa tre indikatorer påvisar att havet inte har påverkat dynerna och jag kan således säga att det inte har varit någon större erosion under den senaste säsongen.

En annan sak som bör belysas i Tylösand är att detta är ett område med dominerande sandiga jordarter. Detta innebär inte bara en risk i att ökad erosion gör att stora delar kan eroderas utan är även en naturlig del i stranddynamiken och ett naturligt sedi-

menttillskott vilket hindrar vidare erosion. Det finns dock en problemställning i att sanden i dynerna har en mindre kornstorlek än den på strandplanet och det därigenom finns en risk att den snarare hamnar i suspension än deponeras. I dagsläget går det dock att se att de sediment som deponeras utmed strandkanten inkluderar finsand så det finns möjlighet att dynerna kan agera som en buffert vid större erosion.

Under fältundersökningen var vågorna mycket korta och hade en höjd på runt 10 cm. Detta föreföll dock naturligt i och med att vinden kom från sydost och därigenom från fastlandet. Detta resulterar i att vinden främst gav vågor i riktning mot nordväst och Danmark. Men trots detta är inte stora vågor något som bör förväntas vid Tylösand. I och med att Danmark bara ligger några mil bort har vågorna inte en tillräckligt lång stryklängd för att bygga upp längre vågor. Att också delar av stranden ligger bakom en ö ger ytterligare skydd mot längre vågor. Spår av att vågorna var kortare bakom ön återfanns genom att sågtandsstrukturerna var kortare på den södra sidan, bakom ön, än de norra partierna. Att det är en urbergsö belägen precis vid udden kan även ge en inverkan på strömmar genom att agera hinder mellan fastlandet och havet och på så sätt kanalisera strömmen genom en mindre passage och göra den starkare, men detta är något som skulle behöva undersökas vidare.

På stranden observerades både morfologier knutna till Wright och Short (1984) rygg och rännilsstadiums lågvattenstadium, med kustföljande tråg och revelmorfologi, och det transversella revel och ripströmsstadiet, med de halvmåneformade revelformerna och tydliga ripströmmar. Om man ser på stranden som en helhet skulle jag definiera den som att den är i det transversella revel och ripström-stadiet. Det fanns på stranden genomgående sågtandsstruktur med tydliga revlar som gick ut från uddarna och bitvis kunde man se de tydliga halvmåneformade revlarna och ripströmmar (Fig. 23, Fig. 22). Det fanns på området bakom ön tydliga strandföljande revlar och tråg vilka mycket väl skulle kunna definieras som att vara i rygg och rännilsstadiets lågvattenstadium. Troligen är detta ett resultat av de kortare vågorna som kommer av att området ligger bakom ön. Under sommaren kommer sannolikt hela stranden röra sig mot rygg och rännilsstadiet i och med att det brukar vara lugnare väder under dessa månader (Bogren et al. 2008).

### 4.2.2. Matematisk bedömning

Vad gäller de olika matematiska modellerna:  $\Omega$  och  $\epsilon$ , gav de resultatet reflekterande och dissipativt för samma områden (Fig. 25). Detta beror på att de bygger på olika antaganden. Wright och Short (1984) antar att den snabba hastighetsförändringen när vågorna når en reflekterande strand ger upphov till deponering av större partiklar. Battjes (1974) använder istället den direkta gradienten på stranden för att avgöra huruvida den är reflekterande eller dissipativ. I och med att dissipativa stränder är flackare (Wright och Short 1984, Battjes 1974) kommer dessa ha en lägre lutning än de reflekterande som kommer ha en högre.

Båda dessa modeller bygger på att bedöma sekundära morfologiska egenskaper: sedimentfraktion och lutning, och utifrån detta avgöra vilka förhållanden

som har byggt upp stränderna. Problemet är att en strand kan besitta såväl reflekterande partier som dissipativa vilket gör att den lokala variationen kan vara mycket stor (Wright & Short 1984). Genom att bara se på en begränsad del av strandens profil, i detta fall 100 meter, är det svårt att bedöma de mer storskaliga systemen och huruvida de är reflekterande eller dissipativa.

Utifrån mina data väljer jag att bedöma  $\Omega$  som en större trend, det vill säga stranden är reflekterande men i de grundare partierna går det att se en uppgrundning som ger dissipativa förhållanden. Detta är även något som Wright och Short (1984) skriver om som en del i rygg och rännil-stadiet vilket är det stadium transektens område har bestämts till lokalt, området bakom ön. Sedan väljer jag att använda  $\xi$  för att bedöma de lokala variationerna, så som att de brantare områdena på stranden, precis vid strandkanten, hade en hög gradient och därigenom reflekterande förhållanden. Detta gick även att se genom fältobservationer (Fig. 19-Fig. 23). Det går att ifrågasätta huruvida provet från 100 meter är representativt för sedimentfraktionen i området och således även  $\Omega$  i och med den lilla provstorleken. I och med att det inte förekom någon förlust av sediment i siktanalysen och att prov "100 meter, transekt" var väl sorterad väljer jag att se den som tillförlitlig och litar på  $\Omega$ -värdet från 100 meter.

Det vill säga: trots att resultatet av de olika matematiska modellerna,  $\Omega$  och  $\xi$ , motsäger varandra går de att använda genom att applicera på olika sätt.  $\Omega$  gav en indikation på att stranden var mer reflekterande längre ut och intermediär närmre stranden och  $\xi$  visade lokala variationer i strandprofilen, där de grundare partierna var reflekterande och den näst djupaste dissipativ och den djupaste definieras som intermediär enligt  $\xi$ , tyder i viss mån på att  $\Omega$  kan vara rätt genom att det är mer reflekterande förhållanden.

## 5. Sammanfattning

- \* Stränder bedöms morfodynamiskt utifrån hur vågorna interagerar med bottenmorfologi och sedimenten i kustpartiet samt varierar beroende på såväl skillnader i stryklängd som vind m.m. (Hutchinson 1957; Dalrymple & Thompson 1977; Reineck & Singh 1980; Wright & Short 1984; Walker & Guy Plint 1992; Reading 1996; Komar 1998; The Open University 1999; Zhang et al. 2004; Andréasson 2006; Collinson et al. 2006; Malmberg Persson et al. 2016).
- \* Att bedöma erosionssituationen kräver en förståelse för strandmorfologi och hur variationer i denna indikerar erosionsrisker. Genom att följa en strands utveckling och naturliga variationer mellan de olika stadierna kan man se när stranden börjar få morfologier som beskriver nya stadier, vilka den ej tidigare uppvisat, och därigenom om systemet är i obalans och det förekommer kronisk erosion (Wright & Short 1984; Malmberg Persson et al. 2016). Dessa naturliga variationer är även en god grund för bedömning av akut erosion efter stormar i och med att det ger data om hur mycket som har förändrats.
- \* Att dokumentera erosionsbenägenheten i områden är en god början på förståelsen för stränder och deras system, men för att få en god förståelse för hur stränderna kommer reagera på den ökade havsnivån (European environmental Agency 2017) behövs komplement. Genom att se på olika stränders strandcykler och morfologi går det att effektivt bedöma om systemen är i obalans eller om de följer de vanliga mönstren med erosion och deposition under årets gång. För att kunna ge ett fullgott skydd bör denna bedömning inkluderas i den statliga dokumentation som genomförs och innefatta hela landet.
- \* För ett gott skydd förestår jag att stränder dokumenteras under alla våra årstider, var 3:e månad. Detta bör göras i och med att strandmorfologin har variationer som går att relatera till vågdominans och vågstorlek, och således även stormfrekvens vilken varierar med årstid (Wright & Short 1984; Bogren et al. 2008). Jag

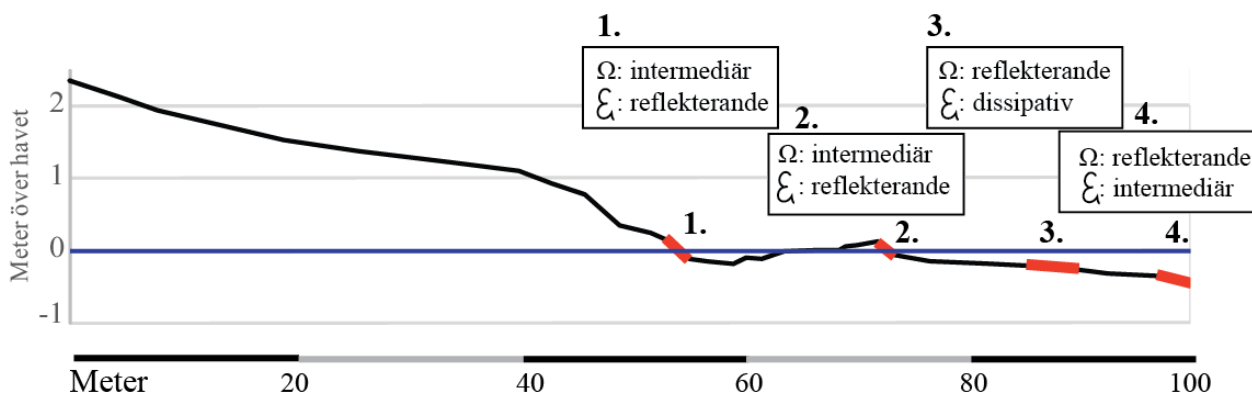


Fig. 25, de olika värdena  $\Omega$  och  $\xi$  gav olika resultat för samma intervaller av stranden. OBS: det finns en felmarginal i att data från kornstorleksanalys på 100 meter användes för analys av både 81,7-88,2 meter och 96,9-100 meter och dessa därigenom har samma värden enligt  $\Omega$ . Figur av Lykke Lundgren Sassner.



föreslår även att de via satellit undersöks en gång i månaden för att upptäcka om det är drastiska skillnader och se mellanformerna mellan de olika stadierna.

- \* Sedimenten i Tylösand är svallsediment, flygsand och varvig lera (Daniel 2006 Sveriges geologiska undersökning 2018) och definieras som erosionsbenägna (Rydell et al. 2004: Rydell et al. 2006). Dessa underlagrar Halmstad (Sveriges geologiska undersökning 2018) och det finns därför ett stort värde i att kontinuerligt dokumentera stränderna och deras morfologi och erosion. I och med att havsnivån antas öka (Hansen et al. 2016) finns det en ökad risk för erosion (Zhang et al. 2004) och i och med stadens redan utsatta läge och geologi bör dokumentering av stranden prioriteras för att minska risken för stora skador på hem och infrastruktur med en ökad havsnivå och erosion.
- \* Tylösands strand definierades vid tiden för fältundersökningen, 2019-04-23, som att befinna sig i det transversella revel och ripströmstadiet, men det fanns även landformer knutna till rygg- och rännilsstadiet i de södra delarna, bakom urbergsön.
- \* Det går att se hur sjögräs har spolats upp högt upp på stranden, men inte kommit i kontakt med dynerna, det fanns en hård krusta på sanden nedanför sjögäset och dynbranterna var inte branta. I och med detta går det att slutleda att stranden har utsatts för större vågenergier inom den senaste tiden men genom bristen på branta dynbranter i de omgivande dynerna såväl som positionen av sjögräs och krustan går det att slutleda att erosionen i området, i vintras (2018-2019), inte har varit väsentlig.

## 6. Tack

Jag skulle vilja tacka Helena Alexanderson och Bradley Goodfellow, från SGU, för hjälpen med såväl litteratur som tolkning och fältundersökning. Därefter skulle jag vilja tacka dem som kontinuerligt genom arbetets gång har kommit med idéer och agerat bollplank för såväl struktur som hur de olika delarna av stranddynamiken och morfologin hänger ihop: Emmy Molin och Anna Sartell. Jag skulle vilja skicka ett tack till Per Möller som snabbt lånade ut utrustning till fältundersökningen och Britta Smångs som kontinuerligt hjälpt till med böcker, artiklar och referenser. Även min mamma, Marie Sassner, som har läst igenom arbetet för att dubbelkolla svenskan vill jag tacka. Slutligen skulle jag vilja skicka ett tack till mormor, Margareta Sassner, som fått vara en stöttepelare under skrivtiden och Svante som fått stå ut med sena kvällar och lite uppmärksamhet.

**Ett varmt Tack!**

## 7. Referenser

- Andréasson, P.-G. (red.), 2006: *Geobiosfären: en introduktion*. Studentlitteratur, Lund. 604 s.
- Battjes, J.A. 1974: Surf similarity. *Proceedings 14<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering*. 466-480. Doi:10.9753/icce.v14
- Blott, S. J. & Pye K. 2001. Technical communication. GRADISTAT: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1237-1248. Doi: 10.1002/esp.261
- Bogren J., Gustavsson T. & Loman G, 2008: *Klimat och väder*. Studentlitteratur, Lund. 296 s.
- Collinson, J. D. , Mountney, N. P. & Thompson D. B. 2006: *Sedimentary structures. Third edition*. Dunedin Academic Press Ltd, Edinburgh. 292 s.
- Dalrymple, R. A. & Thompson, W. W., 1977. Study of equilibrium beach profiles. *Proceeding 15<sup>th</sup> international conference of Coastal Engineering, Honolulu, Hawaii*, 1277-1296.
- Dean R.G., 1973, Heuristic models of sand transport in the surf zone, *Proceedings of the 1 st Australian Conference on Coastal Engineering*. 208-214.
- Delteus, Å. & Kristiansson, J., (red.) 2000: *Kompendium i jordartsanalys – laboratorieanvisningar 4. Omarb. Uppl.* Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms universitet. Stockholm. 166 sid.
- Daniel, E., 2006 *Beskrivning till jordartskartorna 4D Halmstad NV, NO och SO*. Sveriges Geologiska Undersökning. Huskvarna. 114 s.
- European Environmental Agency. 2017: *Global and European sea level CLIM 012*. hämtad 17/4-2019, från <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/indicators/sea-level-rise-5/assessment>
- Folk, R. L., Ward, W.C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3–26.
- Galvin, C. J. 1968: Breaker Type Classification on Three Laboratory Beaches. *Journal of Geophysical research* 73: 3651-3659.
- Guza, R.T. and Inman, D.L., 1975: Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research* 80, 2997-3012.
- Hansen, J., Sato, M., Hearty, P., Ruedy, R., Kelley, M., Masson-Delmotte, V., Russell, G., Tselioudis, G., Cao, J. J., Rignot, E., Velicogna, I., Tormey, B., Donovan, B., Kandiano, E., Von Schuckmann, K., Kharecha, P., Legrande, A. N., Bauer, M. & Lo, K. W., 2016: Ice melt, sea level rise and superstorms: evidence from paleoclimate data, climate modeling, and modern observations that 2 A degrees C global warming could be dangerous. *Atmospheric Chemistry and Physics* 16, 3761-3812 s. doi: 10.5194/acp-16-3761-2016.
- Hjulström, F., 1935: *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris*. Ph. D. thesis. University of Uppsala, Uppsala, Sweden. 527 s.

- Hutchinson G. E., 1957: *A treatise on limnology, volume 1 Geography, physics and chemistry*. Jhon Wiley & Sons, inc., New York. 1015 s.
- Jancsak, N., 2018: Åtgärder mot kusterosion i Skåne, samt en fallstudie av erosionskydden i Löderup, Ystad kommun. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet* 534, 1-19.
- Komar, P. D., 1998: *Beach Process and Sedimentation. Second edition*. Prentice-Hall inc., New Jersey. 544 s.
- Komar P.D. 1978: Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches. *Journal of Sedimentary Petrology* 48, 921-932.
- Malmberg Persson, K., Nyberg, J., Ising, J., Rodhe, L., 2016: Skånes känsliga stränder - erosionsförhållanden och geologi för samhällsplanering. *SGU-rapport 2016:17*. Sveriges Geologiska Undersökning, Uppsala. 61 s.
- Nationalencyklopedin u. å. a, *Våglängd*. Hämtad 10/5-2019, från <https://www.ne.se/uppslagsverk/encyklopedi/enkel/v%C3%A5gl%C3%A4ngd>
- Nationalencyklopedin u.å. b, *Period*. Hämtad 10/5-2019, från [http://www.ne.se/uppslagsverk/encyklopedi/lång/period-\(tid\)](http://www.ne.se/uppslagsverk/encyklopedi/lång/period-(tid))
- Phillips M. R. & Jones A. L. 2006: Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone: Problems, consequences and management. *Tourism Manager* 27, 517-524. Doi: 10.1016/j.tourman.2005.10.019
- Rawat, A., Arduin, F., Ballu, V., Crawford, W., Corela, C. & Aucan, J., 2014: Infragravity waves across the oceans: *Geophysical Research Letters* 41, 7957-7963. Doi: 10.1002/2014GL061604.
- Reading, H. G. 1996: *Sedimentary environments: processes, Facies and Stratigraphy. third edition*. Blackwell Science ltd, Oxford. 688 s.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B., 1980: *Depositional Sedimentary environments With Reference to Terrigenous Clastics. Second, revised and updated edition*. Springer-Verlag, Berlin. 542 s.
- Rydell, B., Angerud, P. & Hågeryd, A.-C., 2004: Omfattning av stranderosion i Sverige. Översiktlig kartläggning av erosionsförhållanden. Statens Geotekniska Institut, Linköping. *Varia* 543, 1-22.
- Rydell, B. Bleid, L., Hedfors, J., Hågeryd, A. & Tureson, S. 2012: Metodik för översiktlig kartering av risker för stranderosion. Statens Geotekniska Institut, Linköping. *Varia* 541, 1-65.
- Rydell, B., Hågeryd, A., Nyberg, H. & Angerud, P. 2006: Omfattning av stranderosion i Sverige, Översiktlig kartläggning av erosionsförhållanden. Kartor. Statens Geotekniska Institut, Linköping. *Varia* 543:2, 1-232.
- Sveriges Geologiska Undersökning, 2018: *Jordarter 1:25000 - 1:100000*. Hämtad 14/5-2019, från <https://apps.sgu.se/kartvisare/kartvisare-jordarter-25-100.html>
- Sveriges Geologiska Undersökning, 2019: *Skånestrand-erosion och geologi*. Hämtad 14/5-2019, från <https://apps.sgu.se/kartvisare/kartvisare-skanestrand.html?zoom=316710,6132776,495910,6226507>
- Sveriges Geologiska Undersökning, 2017. *Stranderosion och stigande havsnivåer*. Hämtad 27/3-2019, från <https://www.sgu.se/samhallsplanering/risker/stranderosion/>
- Miljödepartementet 2007: Sweden facing climate change -threats and opportunities. Klimat- och Sårbarhetsberedningens slutbetänkande. *Statens offentliga utredningar 2007:60*. Stockholm: Fritze 1-159.
- The open university, 1999: *Waves, tides and shallow-water processes*. Pergamon Press, Milton Keynes. 187 s.
- Walker, R. G. & Guy Plint, A. 1992: Wave- and storm-dominated shallow marine systems *In*
- Walker, R. G. & James, N. P. (eds.) *Facies Models response to sea level change*, 219-239. Geological association of Canada/L' Association géologique du Canada. Stittsville.
- Wright, L.D. & Short, A.D., 1984: Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93 – 118.
- Zhang K., Douglas B. C. & Leatherman S. P. 2004: Global Warming and Coastal Erosion. *Climatic Change* 64, 41–58.

# Bilaga 1, kornstorleksanalys av sågtandsstrukturerna

SIEVING ERROR: 0.4%

## SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **bukt**

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

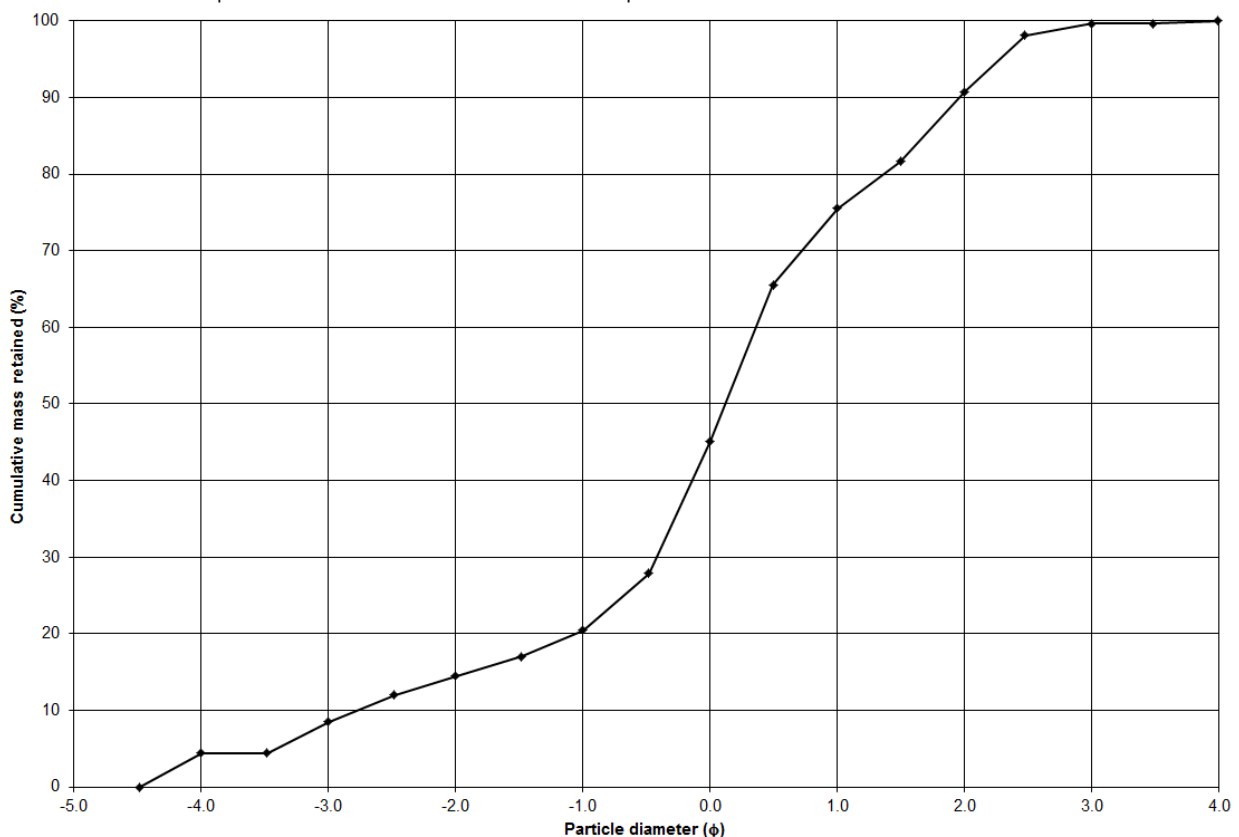
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand

SEDIMENT NAME: Fine Gravelly Coarse Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	855.0	0.247	GRAVEL: 20.5%	COARSE SAND: 30.4%
MODE 2:	302.5	1.747	SAND: 79.5%	MEDIUM SAND: 15.2%
MODE 3:	19200.0	-4.243	MUD: 0.0%	FINE SAND: 8.9%
D <sub>10</sub> :	257.0	-2.781		V FINE SAND: 0.4%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	921.7	0.118	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	6873.4	1.960	COARSE GRAVEL: 4.4%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	26.74	-0.705	MEDIUM GRAVEL: 4.1%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	6616.3	4.741	FINE GRAVEL: 6.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	3.158	-1.418	V FINE GRAVEL: 6.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	1099.4	1.659	V COARSE SAND: 24.7%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	2405.4	1053.3	-0.075	988.8	0.016	Coarse Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	4191.7	3.166	1.663	3.232	1.692	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	3.028	0.739	-0.739	0.167	-0.167	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	11.76	3.283	3.283	1.406	1.406	Leptokurtic



SIEVING ERROR: 0.5%

**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: **mellan bukt och udde**

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

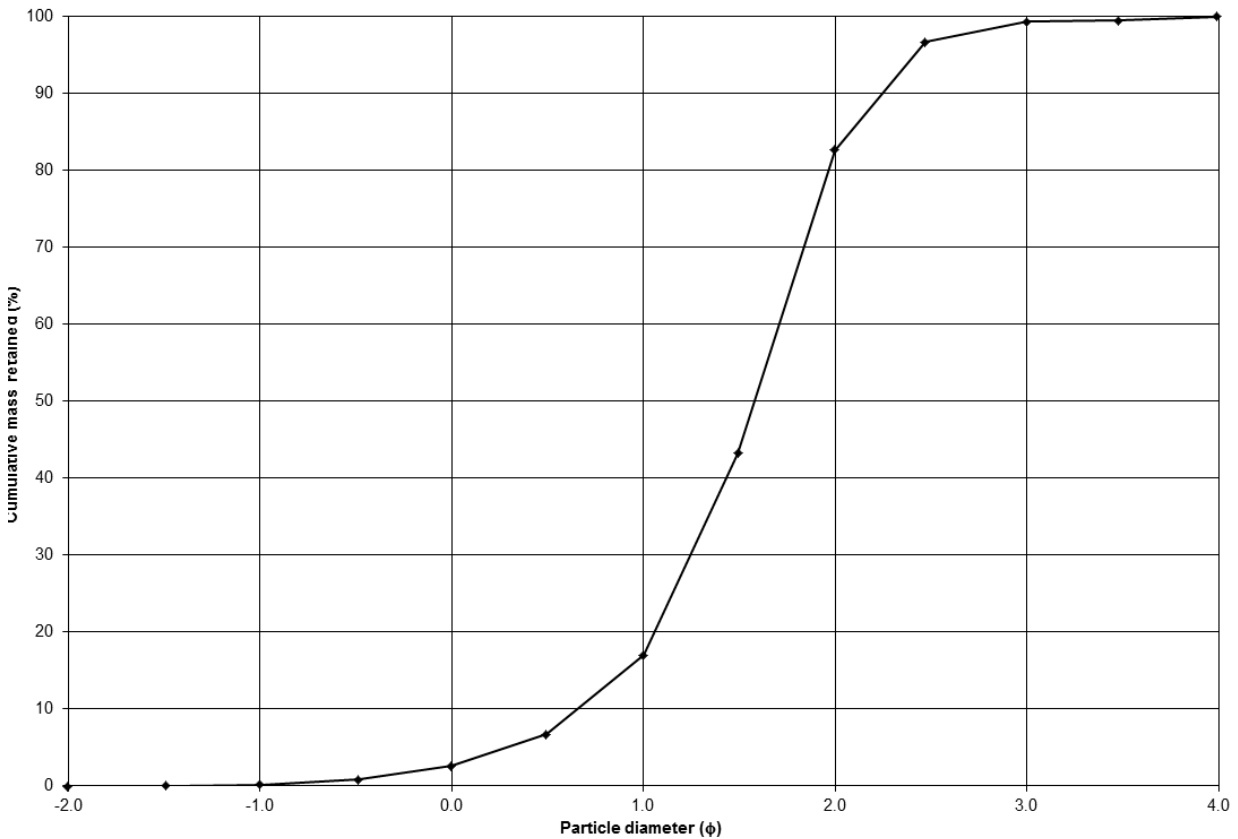
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand

SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Medium Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	302.5	1.747	GRAVEL: 0.2%	COARSE SAND: 14.4%
MODE 2:			SAND: 99.8%	MEDIUM SAND: 65.6%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 16.7%
D <sub>10</sub> :	210.5	0.655		V FINE SAND: 0.7%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	334.2	1.581	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	635.0	2.248	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	3.016	3.431	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	424.4	1.593	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.684	1.654	V FINE GRAVEL: 0.2%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	183.1	0.752	V COARSE SAND: 2.4%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	400.7	353.2	1.501	347.5	1.525	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	235.1	1.561	0.642	1.512	0.597	Moderately Well Sorted
SKREWNESS ( $Sk$ ):	3.610	0.614	-0.614	0.184	-0.184	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	25.52	4.912	4.912	1.160	1.160	Leptokurtic



SIEVING ERROR: 0.9%

### SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **udde**

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

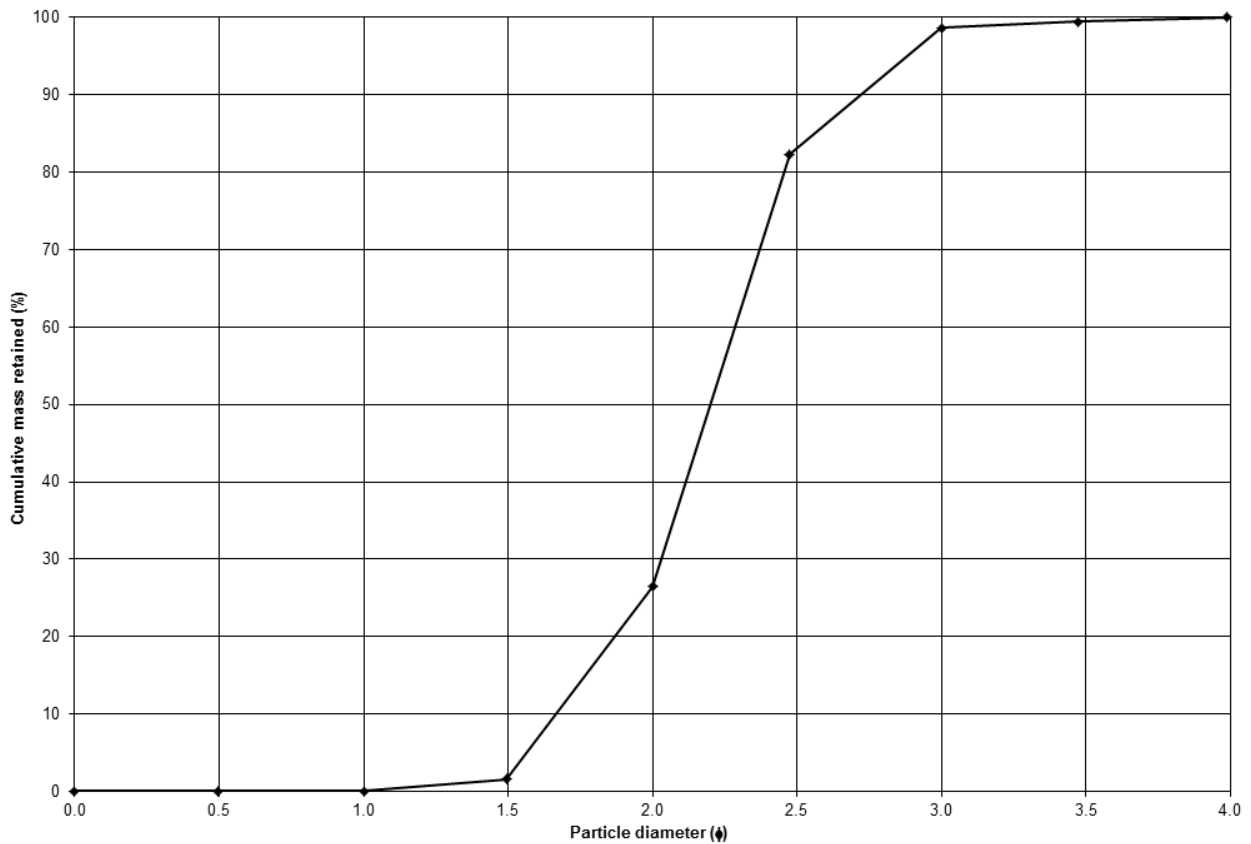
SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	215.0	2.237	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.0%
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 26.5%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 72.2%
D <sub>10</sub> :	151.7	1.666		V FINE SAND: 1.3%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	217.7	2.200	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	315.2	2.721	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.078	1.633	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	163.5	1.055	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.358	1.224	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	67.29	0.442	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	228.3	218.1	2.197	221.9	2.172	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	57.09	1.288	0.366	1.306	0.385	Well Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	0.643	-0.351	0.351	0.039	-0.039	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	3.929	4.150	4.150	1.223	1.223	Leptokurtic



# Bilaga 2, Kornstorleksanalys av dyn och utmed transekt

SIEVING ERROR: 0.5%

## SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **dyn**

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

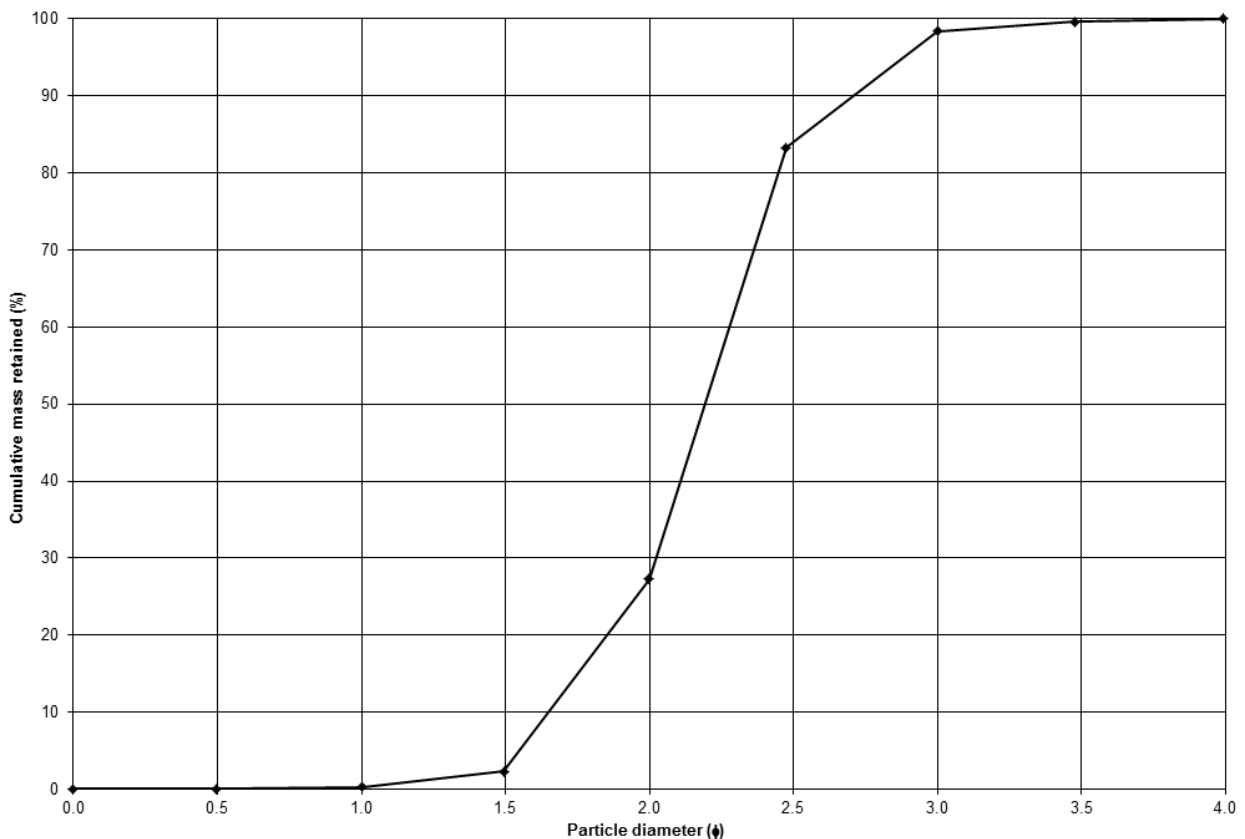
SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	215.0	2.237	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.3%
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 27.0%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 71.2%
D <sub>10</sub> :	153.2	1.650		V FINE SAND: 1.5%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	218.8	2.192	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	318.6	2.706	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.079	1.640	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	165.3	1.056	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.366	1.230	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	69.13	0.450	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	231.0	220.2	2.183	224.7	2.154	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	61.40	1.296	0.374	1.304	0.383	Well Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	1.183	-0.135	0.135	0.062	-0.062	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	7.000	4.286	4.286	1.213	1.213	Leptokurtic



SIEVING ERROR: 0.4%

**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: 49 meter, transekt

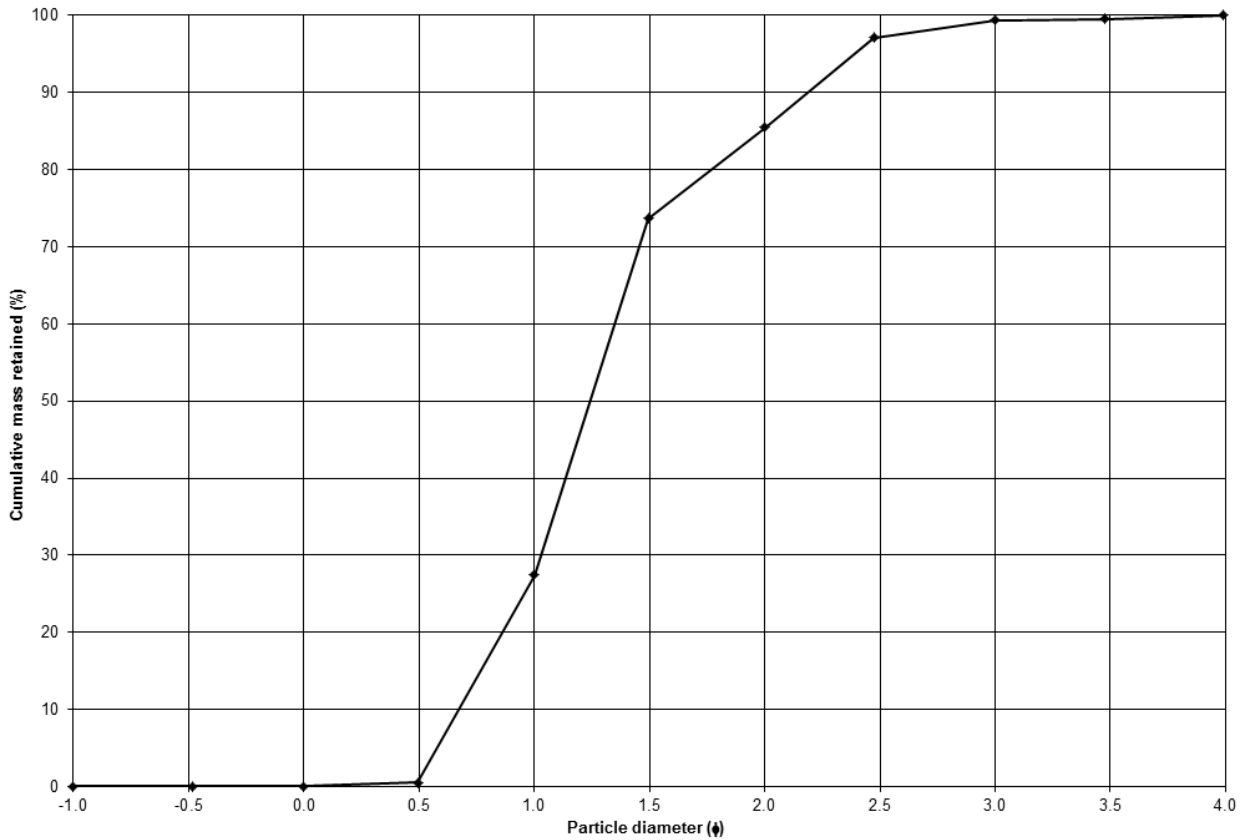
ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Well Sorted TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Medium Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	427.5	1.247	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 27.5%
MODE 2:	215.0	2.237	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 58.0%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 14.0%
D <sub>10</sub> :	220.1	0.673		V FINE SAND: 0.6%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	423.1	1.241	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	627.3	2.184	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.851	3.247	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	407.3	1.511	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.512	1.625	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	174.7	0.596	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	429.7	397.9	1.330	400.3	1.321	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	137.4	1.455	0.541	1.476	0.562	Moderately Well Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	-0.119	-1.086	1.086	-0.238	0.238	Fine Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	2.543	4.423	4.423	1.244	1.244	Leptokurtic



SIEVING ERROR: 1.0%

**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: 59 meter, transekt

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

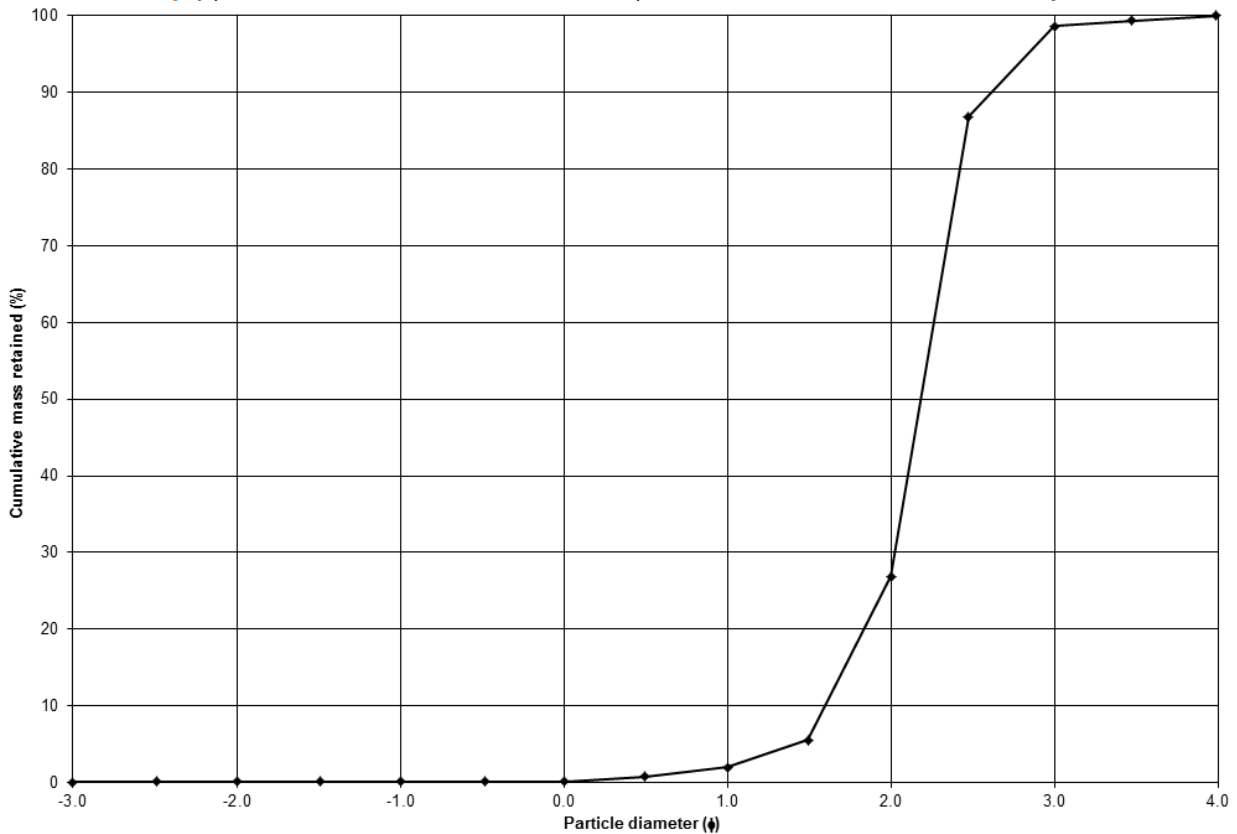
SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand

SEDIMENT NAME: Slightly Fine Gravelly Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	215.0	2.237	GRAVEL: 0.1%	COARSE SAND: 1.9%
MODE 2:			SAND: 99.9%	MEDIUM SAND: 24.9%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 71.8%
D <sub>10</sub> :	163.3	1.600		V FINE SAND: 1.3%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	220.3	2.183	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	329.8	2.614	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.020	1.634	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	166.5	1.014	FINE GRAVEL: 0.1%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.343	1.217	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	65.82	0.425	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	247.7	227.5	2.136	229.2	2.125	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	225.9	1.367	0.451	1.312	0.392	Well Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	24.81	1.864	-1.864	0.159	-0.159	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	715.1	19.10	19.10	1.364	1.364	Leptokurtic





SIEVING ERROR: 0.5%

**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: 68 meter, transekt

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

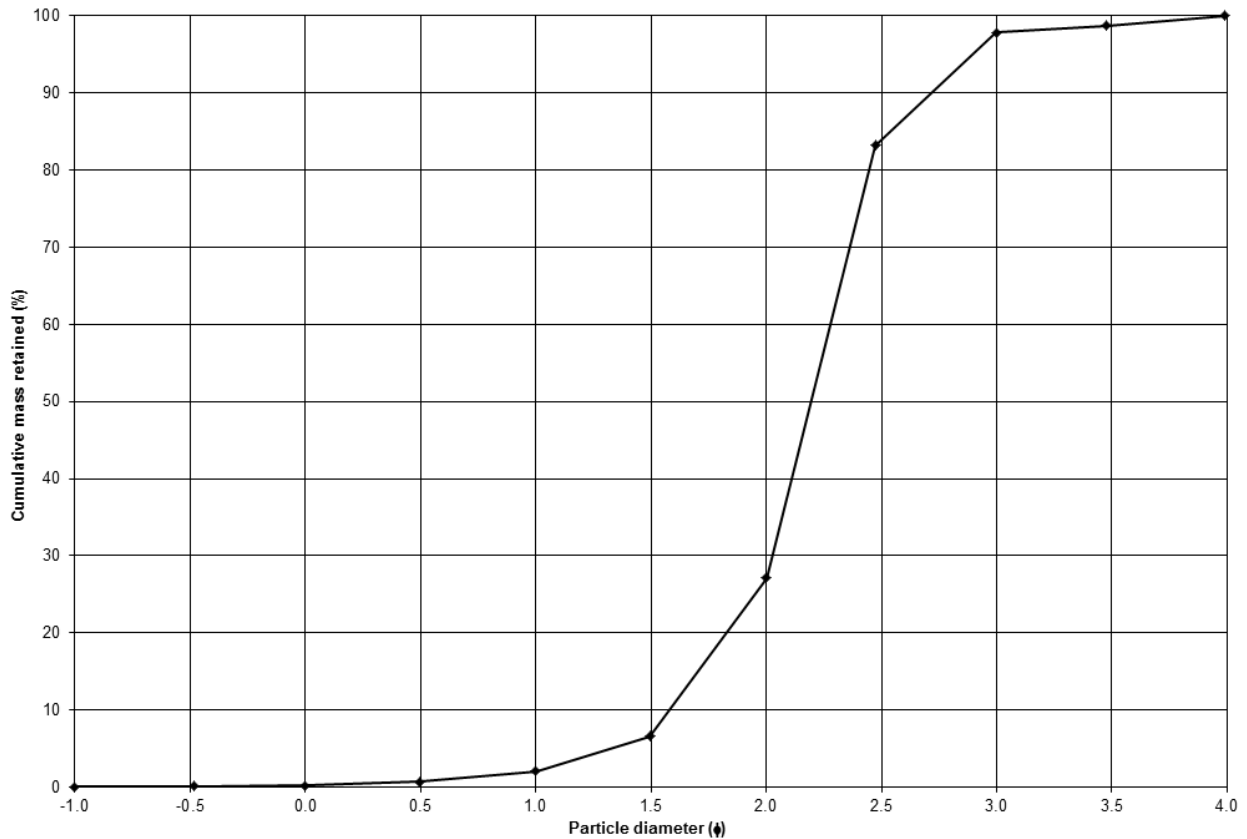
SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	215.0	2.237	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 1.8%
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 25.1%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 70.8%
D <sub>10</sub> :	152.0	1.578		V FINE SAND: 2.2%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	218.6	2.194	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	334.9	2.718	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.204	1.722	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	183.0	1.140	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.371	1.234	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	70.15	0.456	V COARSE SAND: 0.2%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	241.3	224.1	2.158	226.8	2.141	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	102.6	1.388	0.473	1.350	0.433	Well Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	4.711	0.606	-0.606	0.155	-0.155	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	46.14	6.956	6.956	1.418	1.418	Leptokurtic



SIEVING ERROR: 0.5%

**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: 72 meter, transekt

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

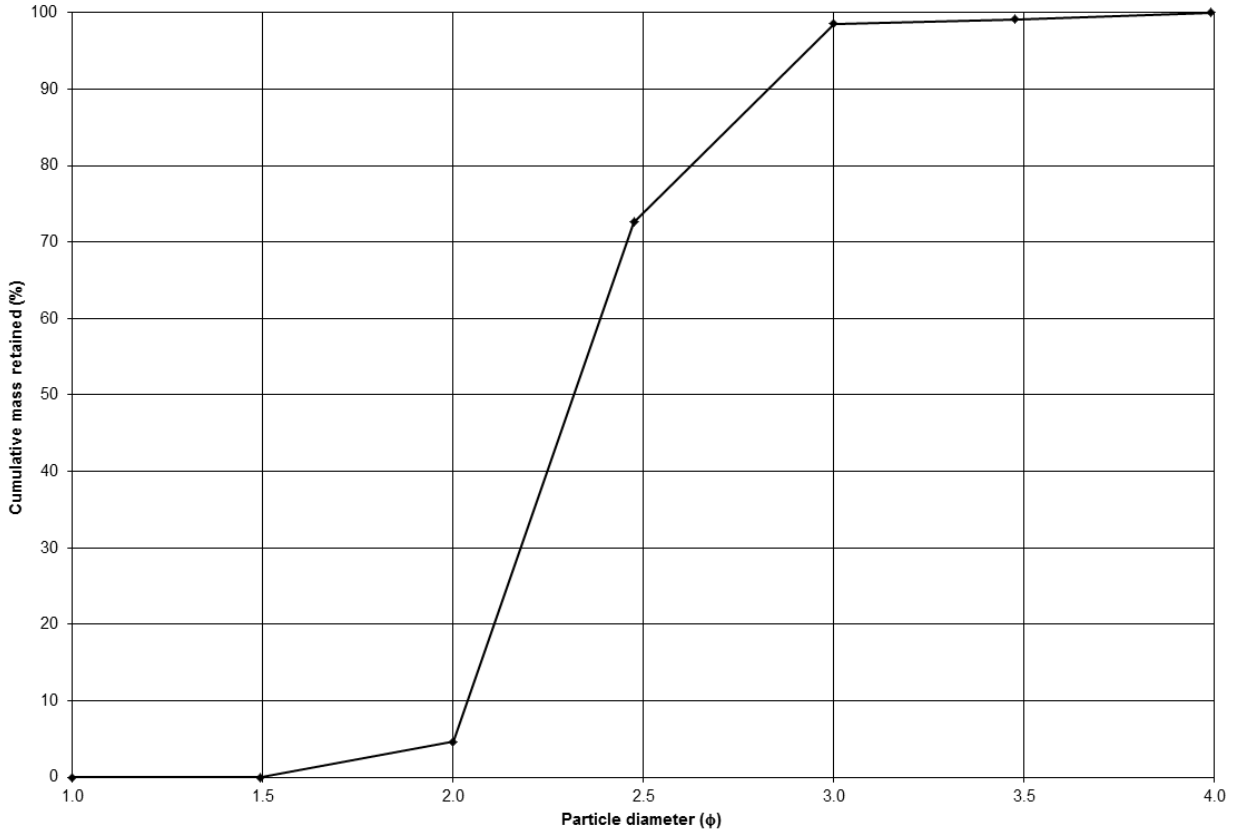
SAMPLE TYPE: Unimodal, Very Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Very Well Sorted Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	215.0	2.237	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.0%
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 4.7%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 93.9%
D <sub>10</sub> :	141.0	2.037		V FINE SAND: 1.4%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	200.8	2.316	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	243.6	2.826	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	1.728	1.387	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	102.6	0.789	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.302	1.178	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	52.49	0.380	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	201.0	194.4	2.363	193.9	2.367	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	37.55	1.225	0.293	1.228	0.297	Very Well Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	-0.019	-1.121	1.121	-0.282	0.282	Fine Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	4.520	6.365	6.365	0.998	0.998	Mesokurtic



SIEVING ERROR: 0.3%

### SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 73 meter, transekt

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

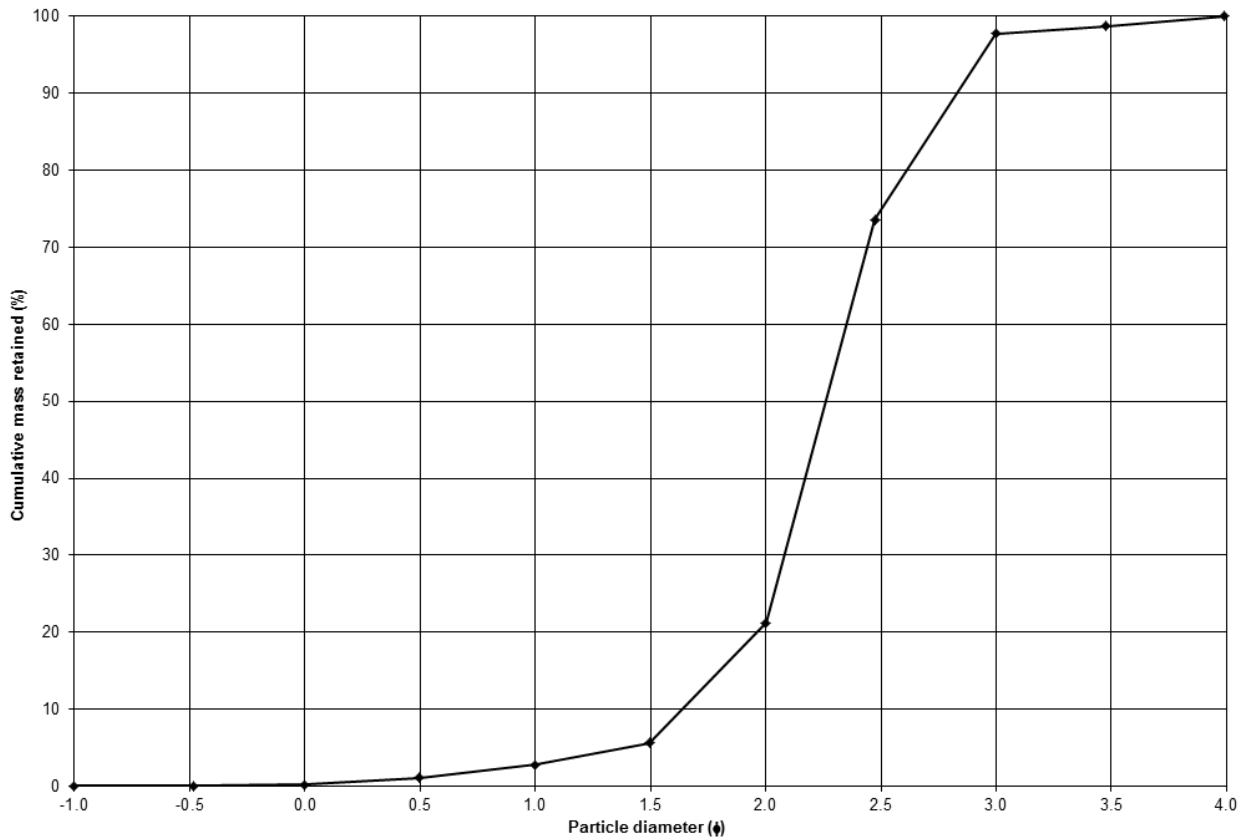
TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$
MODE 1:	215.0	2.237
MODE 2:		
MODE 3:		
D <sub>10</sub> :	140.5	1.636
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	208.7	2.260
D <sub>90</sub> :	321.7	2.831
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.289	1.730
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	181.2	1.195
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.385	1.231
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	67.90	0.470

GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 2.5%
SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 18.5%
MUD: 0.0%	FINE SAND: 76.5%
	V FINE SAND: 2.2%
V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
V COARSE SAND: 0.2%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	230.9	212.5	2.234	208.2	2.264	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	107.3	1.411	0.497	1.369	0.453	Well Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	3.927	0.942	-0.942	0.056	-0.056	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	25.98	6.772	6.772	1.353	1.353	Leptokurtic



## OBS: Provstorlek på 44 gram

SIEVING ERROR: 0.0%

### SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **100 meter, transekt**

ANALYST & DATE: Lykke Lundgren Sassner, 29/4-2019

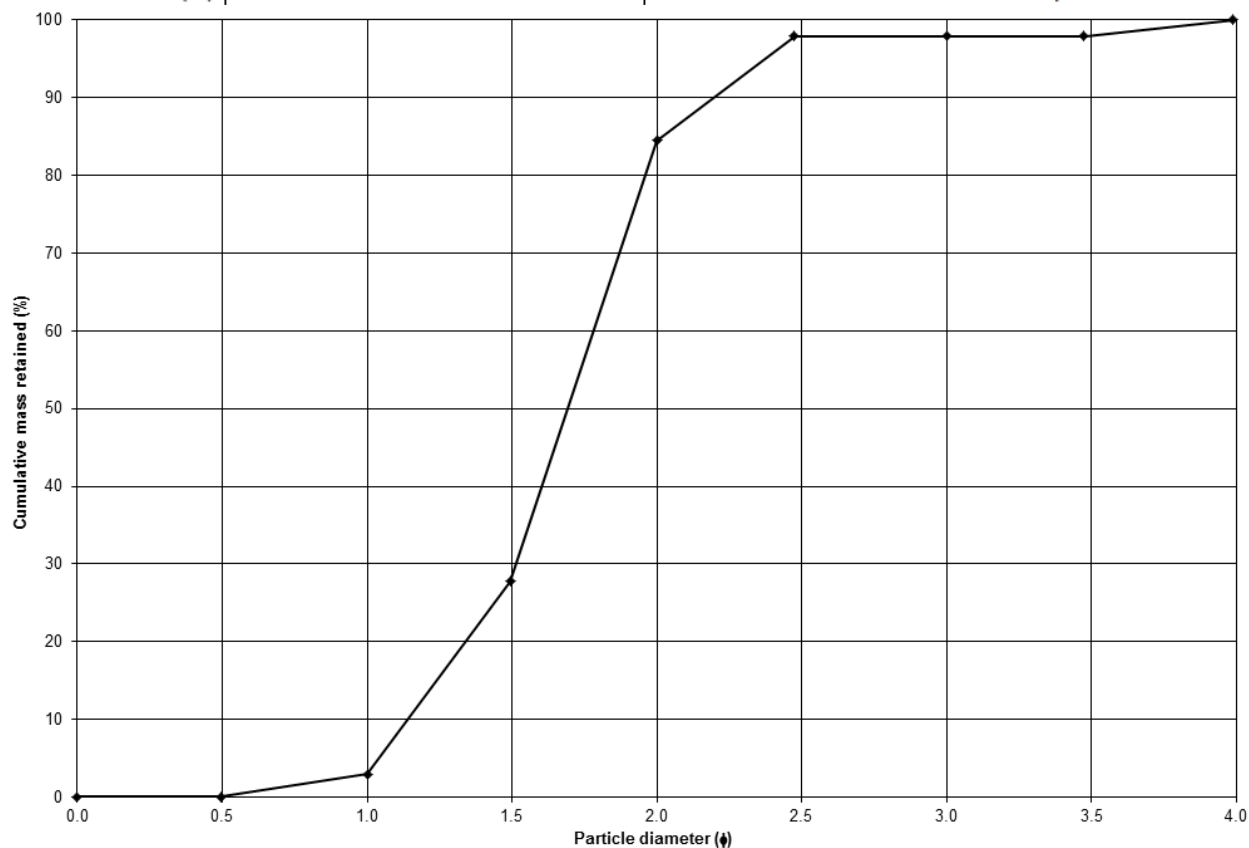
SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Medium Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	302.5	1.747	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 3.0%
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 81.6%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 13.4%
D <sub>10</sub> :	218.7	1.141		V FINE SAND: 2.0%
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	309.4	1.692	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D <sub>90</sub> :	453.6	2.193	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	2.074	1.923	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	234.9	1.052	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1.390	1.330	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	103.5	0.475	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic $\mu\text{m}$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	Geometric $\mu\text{m}$	Logarithmic $\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	326.0	307.8	1.700	318.8	1.649	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	89.95	1.365	0.449	1.306	0.385	Well Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	0.537	-1.583	1.583	0.079	-0.079	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	4.659	9.663	9.663	1.146	1.146	Leptokurtic



## Bilaga 3. Data för transekt

Tabell 3, Uppmätt data för transekten (Fig. 17, Fig. 25). Avstånd 0 är in mot land och börjar N: 6280504 E: 360747 i SWEREF99 (©Lantmäteriet). Transekten sträcker sig 100 meter och slutar ute i havet. Datan är behandlad så att 0 är vid havsytan.

Avstånd (meter)	meter över havet
0	2,35
4,3	2,13
7,8	1,94
13	1,75
19,1	1,53
25,8	1,38
33,9	1,22
40	1,1
42,9	0,92
45,9	0,77
49	0,35
51,8	0,25
53,1	0,15
53,8	0,1
54,5	0
55,3	-0,12
56,9	-0,15
59,2	-0,18
60,3	-0,1
61,7	-0,11
63,7	-0,01
66,6	0
68,6	0
69,2	0,05
70,2	0,08
72,1	0,13
73,6	-0,07
76,7	-0,15
81,7	-0,19
88,2	-0,23
92,6	-0,32
96,9	-0,36
100	-0,45





**Tidigare skrifter i serien  
”Examensarbeten i Geologi vid Lunds  
universitet”:**

513. Kervall, Hanna, 2017: EGS - framtidens geotermiska system. (15 hp)
514. Walheim, Karin, 2017: Kvartsmineralogins betydelse för en lyckad luminiscensdatering. (15 hp)
515. Aldenius, Erik, 2017: Lunds Geotermisystem, en utvärdering av 30 års drift. (15 hp)
516. Aulin, Linda, 2017: Constraining the duration of eruptions of the Rangitoto volcano, New Zealand, using paleomagnetism. (15 hp)
517. Hydén, Christina Engberg, 2017: Drumlinerna i Löberöd - Spår efter flera isrörelseriktningar i mellersta Skåne. (15 hp)
518. Svantesson, Fredrik, 2017: Metodik för kartläggning och klassificering av erosion och släntstabilitet i vattendrag. (45 hp)
519. Stjern, Rebecka, 2017: Hur påverkas luminiscenssignaler från kvarts under laboratorieförhållanden? (15 hp)
520. Karlstedt, Filippa, 2017: P-T estimation of the metamorphism of gabbro to garnet amphibolite at Herrestad, Eastern Segment of the Sveconorwegian orogen. (45 hp)
521. Önnervik, Oscar, 2017: Ooider som naturliga arkiv för förändringar i havens geokemi och jordens klimat. (15 hp)
522. Nilsson, Hanna, 2017: Kartläggning av sand och naturgrus med hjälp av resistivitetmätning på Själland, Danmark. (15 hp)
523. Christensson, Lisa, 2017: Geofysisk undersökning av grundvattenskydd för planerad reservvattentäkt i Mjölkalånga, Hässleholms kommun. (15 hp)
524. Stamsnijder, Joaen, 2017: New geochronological constraints on the Klipriviersberg Group: defining a new Neoproterozoic large igneous province on the Kaapvaal Craton, South Africa. (45 hp)
525. Becker Jensen, Amanda, 2017: Den eocena Furformationen i Danmark: exceptionella bevaringstillstånd har bidragit till att djurs mjukdelar fossiliserats. (15 hp)
526. Radomski, Jan, 2018: Carbonate sedimentology and carbon isotope stratigraphy of the Tallbacken-1 core, early Wenlock Slite Group, Gotland, Sweden. (45 hp)
527. Pettersson, Johan, 2018: Ultrastructure and biomolecular composition of sea turtle epidermal remains from the Campanian (Upper Cretaceous) North Sulphur River of Texas. (45 hp)
528. Jansson, Robin, 2018: Multidisciplinary perspective on a natural attenuation zone in a PCE contaminated aquifer. (45 hp)
529. Larsson, Alfred, 2018: Rb-Sr sphalerite data and implications for the source and timing of Pb-Zn deposits at the Caledonian margin in Sweden. (45 hp)
530. Balija, Fisnik, 2018: Stratigraphy and pyrite geochemistry of the Lower–Upper Ordovician in the Lerhamn and Fågelsång -3 drill cores, Scania, Sweden. (45 hp)
531. Höglund, Nikolas, 2018: Groundwater chemistry evaluation and a GIS-based approach for determining groundwater potential in Mörbylånga, Sweden. (45 hp)
532. Haag, Vendela, 2018: Studie av mikrostrukturer i karbonatlagkägglor från nedslagsstrukturen Charlevoix, Kanada. (15 hp)
533. Hebrard, Benoit, 2018: Antropocen – vad, när och hur? (15 hp)
534. Jancsak, Nathalie, 2018: Åtgärder mot kusterosion i Skåne, samt en fallstudie av erosionsskydden i Löderup, Ystad kommun. (15 hp)
535. Zachén, Gabriel, 2018: Mesosideriter – redogörelse av bildningsprocesser samt SEM-analys av Vaca Muertameteoriten. (15 hp)
536. Fägersten, Andreas, 2018: Lateral variability in the quantification of calcareous nannofossils in the Upper Triassic, Austria. (15 hp)
537. Hjertman, Anna, 2018: Förutsättningar för djupinfiltration av ytvatten från Ivösjön till Kristianstadbassängen. (15 hp)
538. Lagerstam, Clarence, 2018: Varför svalde svanödlor (Reptilia, Plesiosauria) stenar? (15 hp)
539. Pilser, Hannes, 2018: Mg/Ca i bottenlevande foraminiferer, särskilt med avseende på temperaturer nära 0°C. (15 hp)
540. Christiansen, Emma, 2018: Mikroplast på och i havsbotten - Utbredningen av mikroplaster i marina bottensediment och dess påverkan på marina miljöer. (15 hp)
541. Staahlnacke, Simon, 2018: En sammanställning av norra Skånes prekambrika berggrund. (15 hp)
542. Martell, Josefin, 2018: Shock metamorphic features in zircon grains from the Mien impact structure - clues to conditions during impact. (45 hp)
543. Chitindingu, Tawonga, 2018: Petrological characterization of the Cambrian sandstone reservoirs in the Baltic Basin, Sweden. (45 hp)
544. Chonewicz, Julia, 2018: Dimensionerande vattenförbrukning och alternativa vattenkvaliteter. (15 hp)
545. Adeen, Lina, 2018: Hur lämpliga är de

- geofysiska metoderna resistivitet och IP för kartläggning av PFOS? (15 hp)
546. Nilsson Brunlid, Anette, 2018: Impact of southern Baltic sea-level changes on landscape development in the Verkeån River valley at Haväng, southern Sweden, during the early and mid Holocene. (45 hp)
547. Perälä, Jesper, 2018: Dynamic Recrystallization in the Sveconorwegian Frontal Wedge, Småland, southern Sweden. (45 hp)
548. Artursson, Christopher, 2018: Stratigraphy, sedimentology and geophysical assessment of the early Silurian Halla and Klinteberg formations, Altajme core, Gotland, Sweden. (45 hp)
549. Kempengren, Henrik, 2018: Att välja den mest hållbara efterbehandlingsmetoden vid sanering: Applicering av beslutsstödsverktyget SAMLA. (45 hp)
550. Andreasson, Dagnija, 2018: Assessment of using liquidity index for the approximation of undrained shear strength of clay tills in Scania. (45 hp)
551. Ahrenstedt, Viktor, 2018: The Neoproterozoic Visingsö Group of southern Sweden: Lithology, sequence stratigraphy and provenance of the Middle Formation. (45 hp)
552. Berglund, Marie, 2018: Basalkuppen - ett spel om mineralogi och petrologi. (15 hp)
553. Hernnäs, Tove, 2018: Garnet amphibolite in the internal Eastern Segment, Sveconorwegian Province: monitors of metamorphic recrystallization at high temperature and pressure during Sveconorwegian orogeny. (45 hp)
554. Halling, Jenny, 2019: Characterization of black rust in reinforced concrete structures: analyses of field samples from southern Sweden. (45 hp)
555. Stevic, Marijana, 2019: Stratigraphy and dating of a lake sediment record from Lyngsjön, eastern Scania - human impact and aeolian sand deposition during the last millennium. (45 hp)
556. Rabanser, Monika, 2019: Processes of Lateral Moraine Formation at a Debris-covered Glacier, Suldenferner (Vedretta di Solda), Italy. (45 hp)
557. Nilsson, Hanna, 2019: Records of environmental change and sedimentation processes over the last century in a Baltic coastal inlet. (45 hp)
558. Ingered, Mimmi, 2019: Zircon U-Pb constraints on the timing of Sveconorwegian migmatite formation in the Western and Median Segments of the Idefjorden terrane, SW Sweden. (45 hp)
559. Hjorth, Ingeborg, 2019: Paleomagnetisk undersökning av vulkanen Rangitoto, Nya Zeeland, för att bestämma dess utbrottshistoria. (15 hp)
560. Westberg, Märta, 2019: Enigmatic worm-like fossils from the Silurian Waukesha Lagerstätte, Wisconsin, USA. (15 hp)
561. Björn, Julia, 2019: Undersökning av påverkan på hydraulisk konduktivitet i förorenat område efter in situ saneringsförsök. (15 hp)
562. Faraj, Haider, 2019: Tolkning av georadarprofiler över grundvattenmagasinet Verveln - Gullringen i Kalmar län. (15 hp)
563. Bjermo, Tim, 2019: Eoliska avlagringar och vindriktningar under holocen i och kring Store Mosse, södra Sverige. (15 hp)
564. Langkjaer, Henrik, 2019: Analys av Östergötlands kommande grundvattenresurser ur ett klimtperspektiv - med fokus på förstärkt grundvattenbildning. (15 hp)
565. Johansson, Marcus, 2019: Hur öppet var landskapet i södra Sverige under Atlantisk tid? (15 hp)
566. Molin, Emmy, 2019: Litologi, sedimentologi och kolisotopstratigrafi över krita-paleogen-gränsintervallet i borrhningen Limhamn-2018. (15 hp)
567. Schroeder, Mimmi, 2019: The history of European hemp cultivation. (15 hp)
568. Damber, Maja, 2019: Granens invandring i sydvästa Sverige, belyst genom pollenanalys från Skottenesjön. (15 hp)
569. Lundgren Sassner, Lykke, 2019: Strandmorfologi, stranderosion och stranddeposition, med en fallstudie på Tylösand strand, Halland. (15 hp)



# LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen  
Lunds universitet  
Sölvegatan 12, 223 62 Lund