

Vebro Industri

Lillåns sedimenttransport

Om ån, dess sandbankar och dammen vid mynningen

Henrik Jacobson
2012-09-20

Sammanfattning

Sedimenttransporten i nedre delen av Lilla å, ett av Ätrans bilflöden, har undersökts. Med hjälp av dokumenterade uppgifter, fältstudier och teoretiska beräkningar visas att sedimenttransporten väsentligen utgörs av sand med en typisk kornstorlek om 0,5 mm och att ån årligen transporterar 160 – 170 m³ sand.

Det konstateras att den damm som finns vid åns utlopp i Ätran inte medför någon allvarlig påverkan på sedimenttransporten. Dammens ringa volym om 2 000 m³ skulle teoretiskt kunna begränsa åns utflöde av sediment under högst tolv års tid. Erfarenheten från driften av dammen har dock visat att en jämvikt mellan ackumulation och erosion av sediment i dammen inställer sig redan sex – åtta år efter en tömning av slam.

Någon erosionsrisk i ån nedströms dammen föreligger inte. Omedelbart nedströms dammen finns en fallsträcka med kala och branta klippor. Nedströms fallen ner till utloppet i Ätran rinner ån genom en kanal med stensatta sidoväggar. Kanalens medellutning är för hög och strömningsförhållandena är inte sådana att sand kan ackumuleras i någon större omfattning. Kanalbottens sammansättning är alltså inte beroende av ett inflöde av sand.

I Ätran transporteras Lillåns sand vidare från mynningen på stigande vattenföring. Detta bedöms inte vara någon skillnad mot naturtillståndet, eftersom Lillåns vattenföring och sedimenttransport i allmänhet kulminerar innan vattenföringen i Ätran stiger.

Sammantaget görs bedömningen att det är möjligt att avleda vatten från dammen till den nya kraftstation som planeras, utan att detta medför ökad erosionsrisk i nedströms liggande vattenområden.

Sammanfattning.....	2
1 Inledning.....	4
2 Ån och dammen vid dess mynning.....	4
3 Lillåns transportkapacitet.....	7
3.1 Översikt	8
3.2 Strömningsförhållanden.....	8
3.3 Bottenkonfiguration	9
3.4 Bottenskjuvspänningens komponenter	10
3.5 Bottenerosion.....	11
3.6 Bottentransport.....	12
3.7 Transport av suspenderat material	13
3.8 Total sedimenttransport	14
3.9 Beräkningar	15
3.9.1 Strömningsförhållanden.....	15
3.9.2 Bottenkonfiguration	15
3.9.3 Bottenskjuvspänningens komponenter	16
3.9.4 Bottenerosion.....	16
3.9.5 Transportkapacitet och sedimentflöde	16
3.9.6 Årliga sedimenttransporten	16
4 Konsekvenser av att sediment fångas upp i dammen.....	18
4.1 Jämvikt mellan sedimentation och erosion.....	18
4.2 Konsekvenser för sedimentflödet nedströms dammen.....	20
4.2.1 Fallsträckan nedströms dammen	21
4.2.2 Kanalen nedströms fallen.....	21
4.2.3 Utloppet i Ätran.....	22
5 Slutsatser	23
6 Referenser	25

1 Inledning

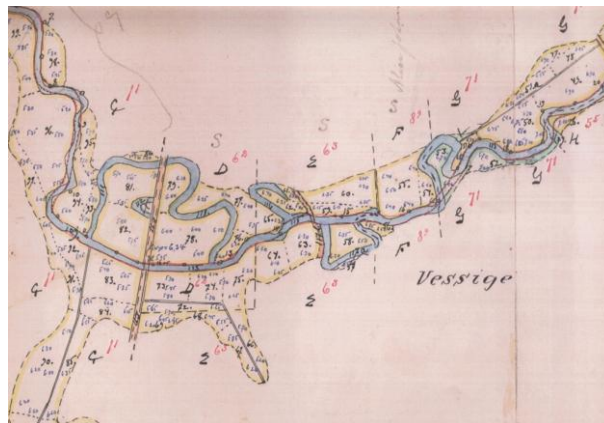
Lilla å, lokalt kallad Lillån, mynnar i Ätrons nedre del, drygt 15 km öster om Falkenberg. Cirka 300 m uppströms åns mynning i Ätran finns sedan år 1923 en mindre damm. Dammen är en del av ett vattenkraftverk vid vilket en ny kraftstation planeras. Den nya stationen ska drivas parallellt med den befintliga vilket betyder att mer vatten kommer att avledas från dammen än i dag. Den ökade avledningen kan eventuellt komma att påverka åns transport av sediment.

En damm kan medföra att sediment som naturligt transporteras i ett vattendrag fångas upp och ackumuleras på dammens botten. Detta får till följd att det uppstår ett underskott av sediment nedströms dammen. Om vattendraget tidigare transporterade större mängder sediment kan uppdamningen få konsekvenser nedströms dammen: slänter kring vattendraget kan undermineras och rasa; lekområden för fisk kan påverkas genom att tillflödet av grus av lämplig storlek minskar.

I denna rapport beskrivs vad för slags sediment som i huvudsak transporteras i Lilla ås nedre del och vilken inverkan dammen har på denna transport. Rapporten avslutas med en bedömning av vilken erosionsrisk dammen kan tänkas medföra i ån nedströms dammen och i Ätran nedströms Lilla ås utlopp.

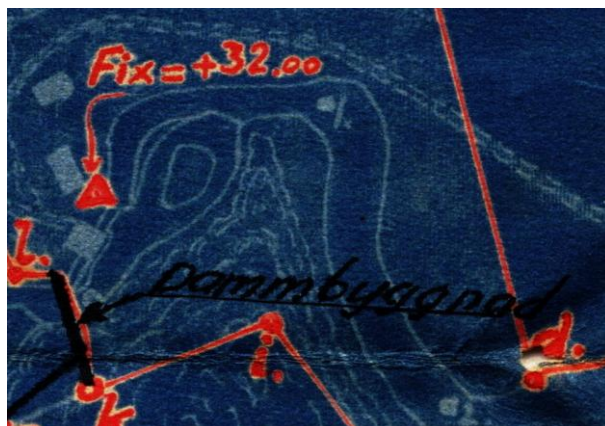
2 Ån och dammen vid dess mynning

De nedersta kilometrarna av Lilla å ringlar genom ett jordbrukslandskap. Ån är delvis rätad, men hade tidigare ett tydligt meanderlopp (fig. 1). Detta tyder på att ån rinner genom förhållandevis lättroderad mark. Sedimentkornen bör därför i huvudsak bestå av sand, eller sand i kombination med grus. Eftersom marken kring ån används för jordbruk, är det även troligt att finare jord- och humuspartiklar avrinner till ån och bidrar till sedimentflödet – åtminstone vid kraftigare skyfall.



Figur 1: Lilla å drygt 1,5 km uppströms utloppet i Ätran vid slutet av 1920-talet. Ån hade då ett mer komplext utseende än idag, med meanderbågar och korvsjöar. (Grönwall, 1930)

Strax före mynningen i Ätran passerar ån ett antal vattenfall. Vid dessa anlades år 1923 en damm för att samla fallhöjd och vatten till en kraftstation. Dammbyggnaden uppfördes strax nedanför det översta av fallen, där det tidigare låg en kvarn (fig. 2).



Figur 2: Platsen där dammen anlades år 1923. Tidigare drevs en kvarn vid fallet: kvarnhuset syns under den röda triangeln. Kvarnen drevs med vatten från en mindre damm som var byggd vid sidan av forsen före fallet. Mitt i forsen fanns en holme. Kvarnens dammbyggnad och holmen syns till höger om den röda triangeln. Kvarnhusets grundmur, holmen och merparten av den gamla dammuren överdämdes när kraftverksdammen fylldes. (Hellman, 1918)

Dammen byggdes främst för att leda fram vatten till en tub till kraftstationen vid det nedersta av fallen, men tanken var även att dammen skulle fungera som ett litet dygnsregleringsmagasin. Dammen skulle med en regleringsamplitud om 1,5 m kunna korttidsreglera 1 700 m³ vatten. (Gagner, 1934)

Av kraftverkets loggböcker framgår att dammen korttidsreglerades aktivt åtminstone in på 1960-talet, men det måste redan efter några få år ha stått klart att dammen var olämplig som regleringsmagasin: reglervolymen minskade stadigt till följd av att sediment ackumulerades i dammen. I samband med ett rättsfall år 1958, föranlett av att en lantbrukare råkat skada en fiskodling i ån, uppger dåvarande ägaren till dammen, ingenjör Odhquist, att dammen tömts på slam vid åtminstone två tillfällen. Den senaste rensningen skulle ha utförts under sommaren 1951, den förra 15 – 20 år tidigare, det vill säga kanske så tidigt som 1931, endast åtta år efter det att dammen togs i drift. Odhquist uppger även att efter rensningen 1951 fram till en kontroll 1957 har uppskattningsvis 1 000 m³ slam lagrats i dammen på nytt. (Västerbygdens vattendomstol, 1958)

Att tillgängliga dammvolymen idag måste vara betydligt mindre än den ursprungliga står klart om man jämför fotografierna i figur 3 och 4.



Figur 3: Kraftverksdammen förr. Vattenspegeln sträcker sig bort till åns inlopp i dammen. Vykortet är troligen från slutet av 1940-talet. Förlag: Grangéus, Vessigebro.



Figur 4: Kraftverksdammen idag. Till höger finns en vassöväx, sumpig strand halvvägs fram till dammuren. Till vänster en liten, trädbevuxen ö.

Närmast dammuren har det bildats en bank av sediment (fig. 5 och 6). Banken har undersökts och visat sig bestå i huvudsak av sand med blandade kornstorlekar från cirka 1 mm och neråt (fig. 8). Sanden har ackumulerats i lager; mellan lagren finns löv, grenar och annat växtmaterial. Närmast stranden finns en mindre ansamling av dy uppblandad med löv och andra växtdelar (fig. 7).



Figur 5: Sediment har lagrats mellan stranden och dammbyggnadens flodutskov. Vattenytan är avsänkt med 1 m under vanliga nivå.



Figur 6: De avlagrade sedimentkornen är något grövre mot dammens mitt.



Figur 7: In mot stranden är materialet finare, notera krympningssprickorna. Löv och andra växtdelar finns blandade i slammet. Lägga märke till den långsträckt, vassbevuxna banken i bakgrunden.



Figur 8: Dammen är nästan helt tömd på vatten. Det grövre material som samlats närmast den ursprungliga fåran utgörs av sand.

Genom åren har dammen uppenbarligen fungerat mer som en sedimenteringsbassäng än som ett regleringsmagasin. Enligt ingenjör Odhquist ackumulerades 1 000 m³ slam under de första sex åren efter en fullständig rengöring. Detta svarar mot en årlig ackumulation av ca 170 m³ slam.

3 Lillåns transportkapacitet

I föregående avsnitt konstaterades att dammen på 1950-talet fungerade som en sedimentfälla med en initial sedimenteringshastighet om $170 \text{ m}^3/\text{år}$. Lillån transporterade alltså vid denna tid åtminstone 170 m^3 sediment per år. I följande avsnitt undersöks hur mycket sediment ån teoretiskt kan föra med sig varje år. De symboler som används har följande betydelser:

Symbol	Beskrivning	Enhet
A	Sektionsarean	m^2
B	Sektionens bredd	m
C_d	Motståndskoefficient	-
C_s	Medelkoncentration, bottentransport	-
c_s	Koncentration av suspenderat material	-
d	Vattendjupet	m
d_{50}	Karakteristisk kornstorlek. En sikt med denna maskvidd släpper igenom 50 % av sedimentets totalvikt	m
d_{90}	Karakteristisk kornstorlek. En sikt med denna maskvidd släpper igenom 90 % av sedimentets totalvikt	m
D_H	Hydrauliska diametern	m
d_s	Kornstorleken	m
D_s	Diffusionskoefficient för suspenderat sediment	m^2/s
Fr	Froudes tal	-
g	Tyngdaccelerationen	m/s^2
K	Karmans konstant	-
k_s	Ekvivalent sandråhet	m
P	Sektionens våta perimeter	m
q	Flöde per breddmeter	m^2/s
q_s	Transportkapacitet	m^2/s
Q	Vattenförling	m^3/s
Q_s	Teoretiskt sedimentflöde	m^3/s
Re	Reynolds tal	-
Re_*	Reynolds skjuvspänningstal	-
s	Relativa densiteten	-
S_0	Vattendragets bottenlutning	(m/m)
V	Vattnets medelhastighet	m/s
v	Vattnets hastighet på angiven höjd över botten	m/s
V_*	Skjuvspänningshastighet	m/s
w_0	Sedimentkornens fallhastighet relativt vattnet	m/s
$V_{\max}$	Fria vattenytans hastighet	m/s
V_s	Bottentransportens medelhastighet	m/s
y	Nivå över botten	m
δ_s	Bottentransportlagrets tjocklek	m
ν	Kinematisk viskositet	m^2/s
ρ	Vattnets densitet	kg/m^3
ρ_s	Sedimentpartiklarnas kompaktdensitet	kg/m^3
τ_*	Shields tal	-
τ_0	Bottenskuvspänningens medelvärde	Pa
τ_0'	Skjuvspänning orsakad av friktion	Pa
τ_0''	Skjuvspänning orsakad av dynernas form	Pa
τ_0'''	Skjuvspänning orsakad av tilläggsförluster	Pa

3.1 Översikt

Hur mycket sediment som transporteras ner i dammen är beroende av hur mycket sediment åsträckan omedelbart uppströms kan bära. Denna sträcka är ca 1 km lång, har någorlunda likformiga sektioner, en något sånär konstant bottenlutning och likartade strömningsförhållanden. Åns fria bredd har mätts i ett antal punkter och konstaterats variera mellan sju och nio meter.

För att kunna beräkna transportkapaciteten fordras en hydraulisk modell över åsträckan. Här väljs enklast möjliga: en kanal med rektangulär sektion, konstant bredd och konstant bottenlutning. Kanalströmningen antas vara stationär, likformig, turbulent och hydrauliskt rå.

Beräkningen av transportkapaciteten måste göras i ett antal steg: vid kraftigare sedimenttransport uppstår dyner längs botten, vilka påverkar strömningsförhållandena, vilket i sin tur påverkar sedimenttransporten. Först undersöks vilken vattenhastighet och vilken total bottenskjuvspänning som råder vid ett visst vattendjup. Därefter undersöks om strömningsförhållandena är sådana att dyner kan förväntas uppkomma. Bottenskjuvspänningen delas därefter upp i tre komponenter: friktion som uppstår mellan vattnet och botten, formförluster som uppstår när vattnet rör sig över de eventuella dynerna samt tilläggsförluster som uppstår när vattnet rör sig genom till exempel krökar och expansioner eller möter olika hinder. Så undersöks om friktionen är tillräckligt stor för att sätta sedimentkornen i rörelse. Om så är fallet beräknas vilken bottentransport (material som glider, rullar eller studsar längs botten) som uppstår. Därefter undersöks om vattnets turbulens är tillräckligt kraftig för att suspension (blandning i vattnet) kan uppstå. Om så är fallet beräknas transporten av suspenderat material. Totaltransporten av sediment beräknas som summan av bottentransport och suspenderat material.

Dessa beräkningar upprepas för ett antal vattenföringar och kornstorlekar, varefter en regressionsmodell för förhållandet mellan vattenföring och sedimenttransport ställs upp. Varaktigheten för sedimentflödet beräknas genom att regressionsmodellen sätts samman med vattendragets varaktighetskurva. Hänsyn tas till att ån svämmar vid cirka $6 \text{ m}^3/\text{s}$ genom att sedimenttransporten inte tillåts bli större än den som råder vid $6 \text{ m}^3/\text{s}$. Begränsningen bedöms som rimlig eftersom ån kantas av breda svämplan där vattenhastigheten blir mycket låg vid översvämningar. Slutligen beräknas teoretiska sedimenttransporten för aktuell kornfördelning som integralen av sedimentflödets varaktighetskurva.

3.2 Strömningsförhållanden

Hydrauliska diametern, D_H , är, enligt definition:

$$D_H = 4 \frac{A}{P} \quad (3.1)$$

där A är sektionens våta area och P våta perimetern. För en rektangulär sektion är:

$$P = B + 2d \quad (3.2)$$

där B är bottenbredden och d vattendjupet. Vid naturligt vattendjup i kanalsektion balanserar bottenskjuvkraften längdkomponenten av tyngden av det vatten som sektionen innesluter. I en sektion med längden Δs gäller alltså:

$$gS_0\rho A\Delta s = \tau_0 P\Delta s \quad (3.3)$$

där τ_0 är medelskjuvspänningen och S_0 bottenlutningen. Ekvationen kan omformas till:

$$\tau_0 = \rho g \frac{A}{P} S_0 = \rho g \frac{D_H}{4} S_0 \quad (3.4)$$

Strömningen är turbulent om Reynolds tal, Re , är större än cirka 3000. För ett flöde med högt Re (>10 000) är det rimligt att anta fullt utbildad turbulens och att strömningen är hydrauliskt rå.

Reynolds tal beräknas enligt:

$$Re = \frac{VD_H}{\nu} \quad (3.5)$$

Här betecknar V vattnets medelhastighet genom sektionen och ν kinematiska viskositeten.

Strömningen i en kanal kan vara subkritisk, kritisk eller superkritisk. Vid subkritisk strömning är Froudes tal mindre än 1; vid superkritisk är $Fr > 1$ och vid kritisk strömning är $Fr=1$. I en rektangulär sektion beräknas Froudes tal beräknas som:

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gd}} \quad (3.6)$$

där d betecknar kanaldjupet. I beräkningar som rör turbulenta gränsskikt används ofta storheten skjuvspänningshastighet, definierad enligt:

$$V_* = \sqrt{\tau_0/\rho} \quad (3.7)$$

Vid fullt utbildad turbulens, rå strömning och naturligt vattendjup kan vattnets medelhastighet genom en kanalsektion beräknas med Mannings formel:

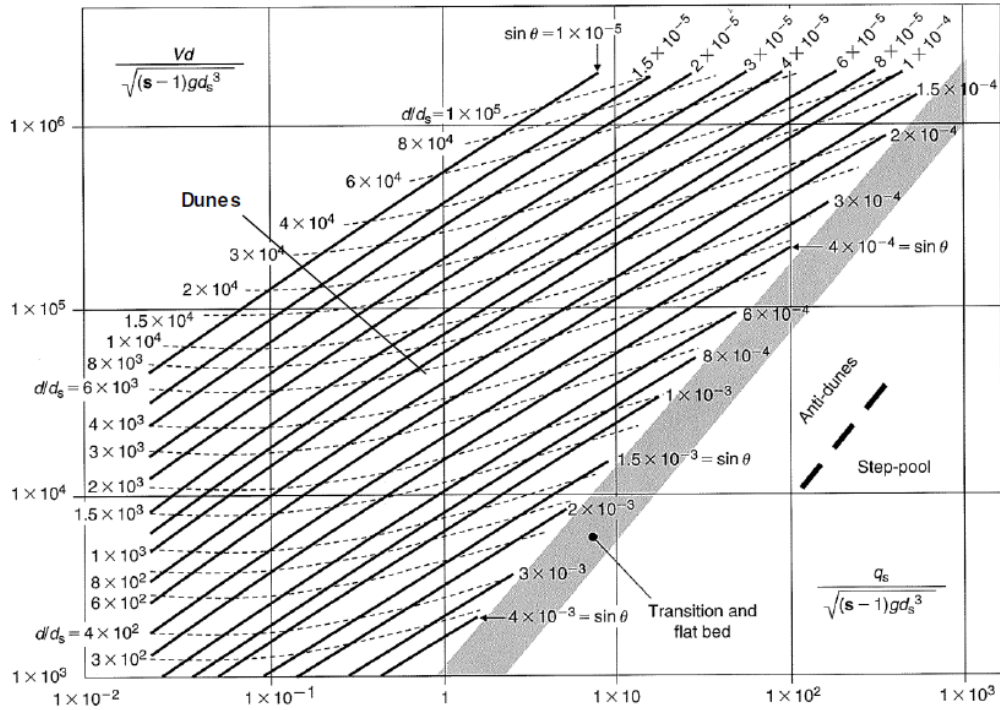
$$V = \frac{1}{n} \left(\frac{D_H}{4} \right)^{2/3} \sqrt{S_0} \quad (3.8)$$

där n är ett tal som beror av kanalväggarnas beskaffenhet. Typvärden på n kan hämtas ur hydrauliska handböcker. För vattendrag med jord-, grus- eller stenbotten kan n antas ha ett värde mellan 0,025 och 0,030 (Crowe, et al., 2005).

3.3 Bottenkonfiguration

Om sedimentkornen sätts i rörelse formas, beroende på strömningförhållandena, räfflor, dyner eller antidyner längs botten. Dessa påverkar friktionens storlek och därmed hur mycket sediment som kan förflyttas. Olika bottenkonfiguration fordrar olika beräkningar. För att underlätta beräkningarna kan diagrammet i figur 9 användas. Diagrammet anger ett samband mellan bottenlutning, strömningförhållanden, bottenkonfiguration och sedimenttransport med hjälp av följande parametrar:

- En variant av Froudes tal: $(Vd)/\sqrt{g(s-1)d_s^3}$
- Bottenlutningen: $S_0 = \sin \theta$
- Dimensionslöst vattendjup: d/d_s
- Dimensionslös parameter för sedimenttransport: $q_s/\sqrt{g(s-1)d_s^3}$.



Figur 9: Diagram för uppskattning av förhållandet mellan strömning, bottenlutning, sedimenttransport och bottenkonfiguration. (Engelund & Hansen, 1967)

3.4 Bottenskjuvspänningens komponenter

Den kraft som sätter sedimentkornen i rörelse är friktionen mellan vattnet och botten. Den skjuvspänning, τ_0' , friktionen ger upphov till beräknas med Darcys friktionskoefficient, f , enligt:

$$\tau_0' = \frac{f}{8} \rho V^2 \quad (3.9)$$

där friktionskoefficienten antingen kan utläsas ur ett Moodydiagram, eller beräknas med hjälp av Colebrook-Whites ekvation (Colebrook, 1939):

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = -2,0 \log_{10} \left(\frac{k_s}{3,71D_H} + \frac{2,51}{Re\sqrt{f}} \right) \quad (3.10)$$

För att bestämma friktionskoefficienten fordras ett värde på ekvivalenta sandråheten, k_s . För vattendrag som transporterar sand och grus anger van Rijn, 1984b:

$$k_s = 3d_{90} \quad (3.11)$$

där d_{90} betecknar den siktstorlek som släpper igenom 90 % av totala sedimentvikten.

När vatten passerar över dynernas kammar uppstår motståndskrafter. Storleken på dessa är beroende av hur snabbt vattnet rör sig, hur höga dynerna är och hur många dyner det finns på den aktuella sträckan. Storleken på den skjuvspänning motståndet ger upphov till kan uppskattas genom att betrakta flödet över dynerna som en form av plötslig expansion (Engelund, 1966):

$$\tau_0'' = \frac{1}{2} \rho V^2 \frac{h^2}{ld} \quad (3.12)$$

där l och h betecknar dynernas längd respektive höjd. Dynernas form är beroende av vilken kornstorlek de byggs upp av och vilken friktion de utsätts för. Enligt van Rijn, 1984b kan tvådimensionella dyner modelleras enligt följande:

$$\frac{h}{d} = 0,11 \left(\frac{d_{50}}{d} \right)^{0,3} \left(1 - \exp \left(-0,5 \left(\frac{\tau'_0}{(\tau'_0)_c} - 1 \right) \right) \right) \left(25 - \left(\frac{\tau'_0}{(\tau'_0)_c} - 1 \right) \right) \quad \begin{array}{l} 0,19 \leq d_{50} \leq 3,6 \text{ mm} \\ 0,11 \leq d \leq 16 \text{ m} \\ 0,34 \leq V \leq 1,55 \text{ m/s} \end{array}$$

$$\frac{l}{d} = 7,33 \quad (3.13)$$

Till friktion och formförlust kommer även förluster orsakade av att vattnet passerar genom krökar och expansioner eller möter olika hinder, till exempel stenblock. Motståndet som dessa förluster ger upphov till modelleras enligt:

$$\tau_0''' = \frac{1}{2} C_d \rho V^2 \quad (3.14)$$

där C_d är en motståndskoefficient som antas vara beroende enbart av vattenhastigheten.

Beräkningarna i (3.9)-(3.14) upprepas för olika vattenhastighet och motståndskoefficient tills bottenstämning och flöde stämmer med vad som beräknats med ekvationerna i avsnitt 3.2 ovan:

$$\begin{aligned} \tau_0 &= \tau'_0 + \tau''_0 + \tau'''_0 \\ Q &= VA \end{aligned} \quad (3.15)$$

3.5 Bottenerosion

Bottenpartiklar börjar erodera när de krafter botten utsätts för är större än de krafter som stabiliserar den. Viktig vid bedömning av bottenstabilitet och erosion är parametern τ_* . Parametern beräknas som:

$$\tau_* = \frac{\tau'_0}{\rho(s-1)gd_s} \quad (3.16)$$

d_s är partiklarnas kornstorlek och s är relativa densiteten enligt:

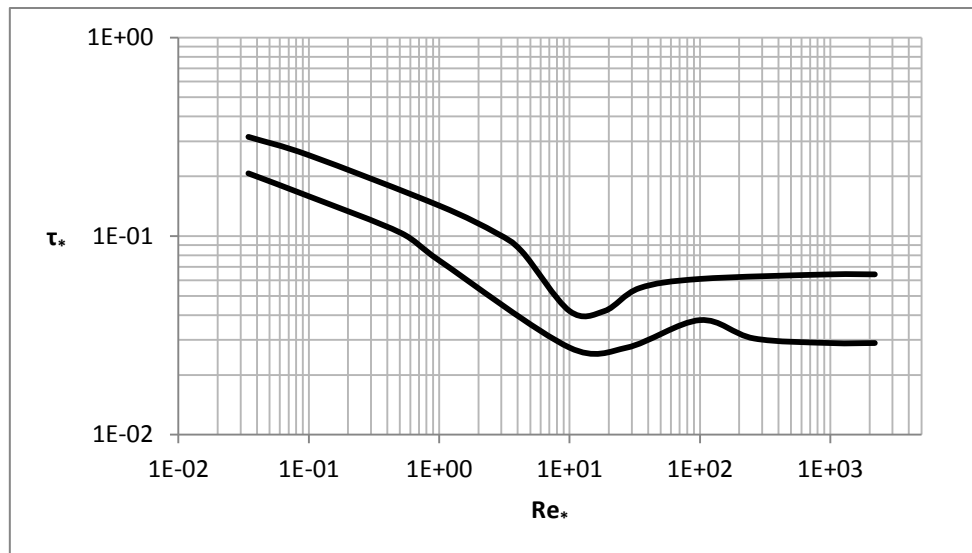
$$s = \frac{\rho_s}{\rho} \quad (3.17)$$

där ρ_s betecknar sedimentpartiklarnas kompaktdensitet och ρ vattnets densitet.

Parametern τ_* kallas Shields tal efter A.F. Shields som undersökte vid vilka värden på τ_* en botten bestående av ensgraderat material börjar erodera (Shields, 1936). Shields fann att det kritiska värdet för erosion är en funktion av Reynolds skjuvspänningstal:

$$Re_* = \frac{V_* d_s}{\nu} \quad (3.18)$$

Funktionen har utseende enligt figur 10.



Figur 10: Shields parameter som funktion av Reynolds skjuvspänningstal. Den undre kurvan anger när botten börjar bli instabil; den övre när transporten av sediment börjar. (Yalin & Karahan, 1979)

Botten kommer alltså att börja erodera vid en viss kritisk skjuvspänning enligt:

$$(\tau'_0)_c = \rho(s-1)gd_s(\tau_*)_c \quad (3.19)$$

Med hjälp av diagrammet är det också möjligt att beräkna den kritiska kornstorleken, alltså diametern för det största korn som vattnet vid rådande strömningsförhållanden förmår sätta i rörelse:

$$(d_s)_c = \frac{1}{(\tau_*)_c} \frac{\tau'_0}{\rho g(s-1)} \quad (3.20)$$

För att Shields diagram ska kunna användas praktiskt krävs ett representativt värde på d_s . Enligt Cederwall & Larsen, 1976 kan man sätta:

$$d_s \approx d_{50} \quad (3.21)$$

där d_{50} betecknar den siktstorlek som släpper igenom 50 % av totala sedimentvikten.

3.6 Bottentransport

Om beräkningarna enligt ekvationerna i 3.5 visar att sedimenttransport äger rum beräknas bottentransportkapaciteten. Transportkapaciteten per breddmeter, $(q_s)_b$, definieras som

$$(q_s)_b = C_s \delta_s V_s \quad (3.22)$$

där C_s betecknar sedimentkoncentrationen i transportlagret, δ_s transportlagrets tjocklek och V_s bottentransporthastigheten.

Parametrarna kan beräknas som (van Rijn, 1984a):

$$C_s = \text{Min} \left(\frac{0,117}{d_s} \left(\frac{v^2}{(s-1)g} \right)^{1/3} \left(\frac{\tau_*}{(\tau_*)_c} - 1 \right); 0,65 \right) \quad (3.23)$$

$$\delta_s = 0,3 d_s \left(d_s \left(\frac{(s-1)g}{v^2} \right)^{1/3} \right)^{0,7} \sqrt{\frac{\tau_*}{(\tau_*)_c} - 1} \quad (3.24)$$

$$V_s = 7V_* \quad (3.25)$$

Ekvationerna 3.23–25 gäller under förutsättning att:

$$d_s = d_{s0}$$

$$0,2 \leq d_s \leq 2 \text{ mm}$$

$$d > 0,1$$

$$Fr < 0,9$$

3.7 Transport av suspenderat material

Sediment transporteras i suspension när partiklarnas fallhastighet balanseras av turbulensen i vattnet. Ett enkelt kriterium för när transport av suspenderat material inleds är: (Chanson, 2004)

$$\frac{V_*}{w_0} > 1 \quad (3.26)$$

där w_0 är partiklarnas fallhastighet relativt vattnet. För att uppskatta fallhastigheten för sandpartiklar i vatten, kan följande ekvation användas. (Jimenez & Madsen, 2003) Ekvationen gäller för partiklar av storlek 0,063-1 mm:

$$\frac{w_0}{\sqrt{(s-1)gd_s}} = \frac{1}{0,954 + \frac{5,12}{(d_s/4v)\sqrt{(s-1)gd_s}}} \quad (3.27)$$

Vid suspension uppstår bland partiklarna en tendens att röra sig upp från den högre sedimentkoncentrationen närmast botten mot den lägre närmast vattenytan. Tendensen balanseras av partiklarnas fallhastighet. Uttrycks detta med Ficks lag erhålls:

$$D_s \frac{dc_s}{dy} = -w_0 c_s \quad (3.28)$$

där c_s betecknar sedimentkoncentrationen vid nivån y över botten. Vid suspension i ett vattendrag med fullt utvecklad turbulens kan diffusionskoefficienten antas vara av samma storleksordning som virvelviskositeten (Chanson, 2004):

$$D_s \approx KV_*(d-y)\frac{y}{d} \quad (3.29)$$

där K är Karmans konstant (=0,4). Insättning av detta i (3.28) och integration ger

$$c_s = (C_s)_{y=y_s} \left(\frac{d/y - 1}{d/y_s - 1} \right)^{\frac{w_0}{KV_*}} \quad (3.30)$$

där $(C_s)_{y=y_s}$ är sedimentkoncentrationen på referensnivån y_s . Lämpligen sätts:

$$y_s = \delta_s \quad (3.31)$$

Vid fullt utbildat turbulent flöde i en öppen kanal kan vattenhastighetsdistributionen approximeras med Prandtls potenslag:

$$\frac{v}{V_{max}} = \left(\frac{y}{d} \right)^{1/N} \quad (3.32)$$

där exponenten är beroende av kanalsektionens form och vilken friktion vattnet utsätts för. För tillämpningar med Mannings formel anger Chen, 1990:

$$\frac{1}{N} = \frac{1}{6} \quad (3.33)$$

Den fria vattenytans hastighet approximeras genom att anta att kanalen är vid:

$$q = Vd = \int_0^d v dy = \frac{N}{N+1} V_{max} d \Rightarrow V_{max} = \frac{N+1}{N} V \quad (3.34)$$

Transportkapaciteten av suspenderat material kan slutligen beräknas genom numerisk integration av:

$$(q_s)_s = \int_{\delta_s}^d c_s v dy \quad (3.35)$$

3.8 Total sedimenttransport

Den totala sedimenttransportkapaciteten, q_s , beräknas som summan av bottentransport och transport av suspenderat material:

$$q_s = (q_s)_b + (q_s)_s \quad (3.36)$$

Det teoretiska flödet av sediment, Q_s , vid en given vattenförling beräknas slutligen som

$$Q_s = Bq_s \quad (3.37)$$

3.9 Beräkningar

3.9.1 Strömningsförhållanden

Åns fria bredd antas vara 8 m. Åbotten antas ha medellutningen $S_0=0,0003$ (Grönwall, 1930). Vattnets temperatur antas vara 10 °C. Vattnets densitet är då $\rho=1000 \text{ kg/m}^3$ och dess kinematiska viskositet $\nu=1,31 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. (Crowe, et al., 2005) Mannings tal antas vara $n=0,027$. Med hjälp av ekvationerna 3.1-8 erhålls:

Tabell 1: Beräknade strömningsförhållanden i åsträckan vid olika vattendjup.

d (m)	V (m/s)	Q (m ³ /s)	τ_0 (Pa)	V* (m/s)	Re	Fr
0,40	0,327	1,046	1,070	0,033	$3,6 \cdot 10^5$	0,165
0,50	0,374	1,494	1,308	0,036	$5,1 \cdot 10^5$	0,169
0,70	0,454	2,543	1,753	0,042	$8,3 \cdot 10^5$	0,173
0,83	0,500	3,318	2,023	0,045	$1,0 \cdot 10^6$	0,175
1,00	0,553	4,423	2,354	0,049	$1,4 \cdot 10^6$	0,177
1,05	0,567	4,766	2,448	0,049	$1,4 \cdot 10^6$	0,177
1,10	0,581	5,116	2,539	0,050	$1,5 \cdot 10^6$	0,177
1,25	0,621	6,210	2,803	0,053	$1,8 \cdot 10^6$	0,177

Beräkningarna ger höga värden på Re vilket betyder att strömningen är turbulent och sannolikt rå varför Mannings formel är tillämplig. Froudes tal är klart mindre än 1, vilket betyder att strömningen är subkritisk och lugnt strömmande. Vattendjupen och vattenhastigheterna vid de olika flödena förefaller inte orimliga.

3.9.2 Bottenkonfiguration

Sedimentkornen antas bestå av kvartssand. Kompaktdensiteten för kvarts är $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ (SGI, 2008).

Undersökningen av sedimentansamlingen i dammen visade att materialet utgjordes av sandkorn med en typisk storlek mellan 0,1 och 1 mm. Sedimentpartiklarnas medianstorlek bör därför vara av storleksordningen en halv millimeter. Tre representativa kornstorlekar undersöks: 0,4; 0,5 och 0,6 mm:

Tabell 2: Grunddata för transportberäkningarna

Q (m/s)	$(d_s)_c$ (mm)	$(Vd)/\sqrt{g(s-1)d_s^3}$			d/d_s		
		$d_s=0,4$	$d_s=0,5$	$d_s=0,6$	$d_s=0,4$	$d_s=0,5$	$d_s=0,6$
1,0	0,4	$4,1 \cdot 10^3$	$2,9 \cdot 10^3$	$2,2 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^3$	$8,0 \cdot 10^2$	$6,7 \cdot 10^2$
6,2	1,1	$2,4 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^3$	$2,1 \cdot 10^3$

Tabellen, tillsammans med Engelunds och Hansens diagram (fig. 9), visar att eventuell bottentransport kommer att ske under dynbildning för samtliga kornstorlekar. Den kritiska kornstorleken hamnar strax över 1 mm för den högsta vattenföringen, vilket stämmer med den sedimenterade sandens i dammen kornstorlek.

3.9.3 Bottenskjuvspänningens komponenter

Den för bottenfriktionen relevanta kornstorleken d_{90} antas vara lika med 1 mm.

Friktion, formförlust och tilläggsförluster beräknas enligt 3.9–14 tills villkoren i 3.15 är uppfyllda.

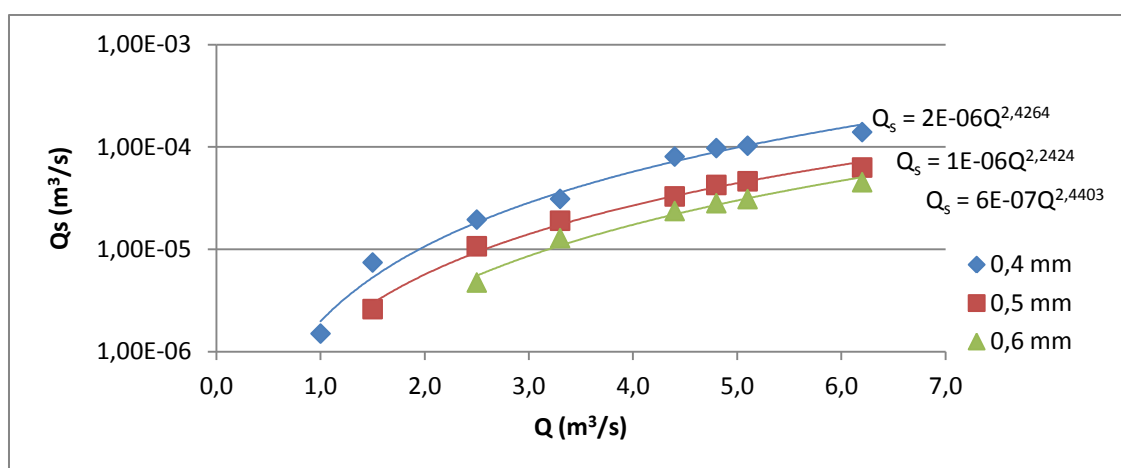
3.9.4 Bottenerosion

Som framgick av tabell 2 kommer korn mindre än 1,1 mm att transporteras vid åtminstone något av de studerade flödena.

3.9.5 Transportkapacitet och sedimentflöde

Transportkapaciteten beräknas för de olika kornstorlekarna och vattenföringarna med ekvationerna 3.22–36. Det teoretiska sedimentflödet vid varje vattenföring beräknas med ekvation 3.37.

Resultatet av beräkningarna redovisas, tillsammans med lämpliga regressionskurvor, i diagrammet i figur 11.



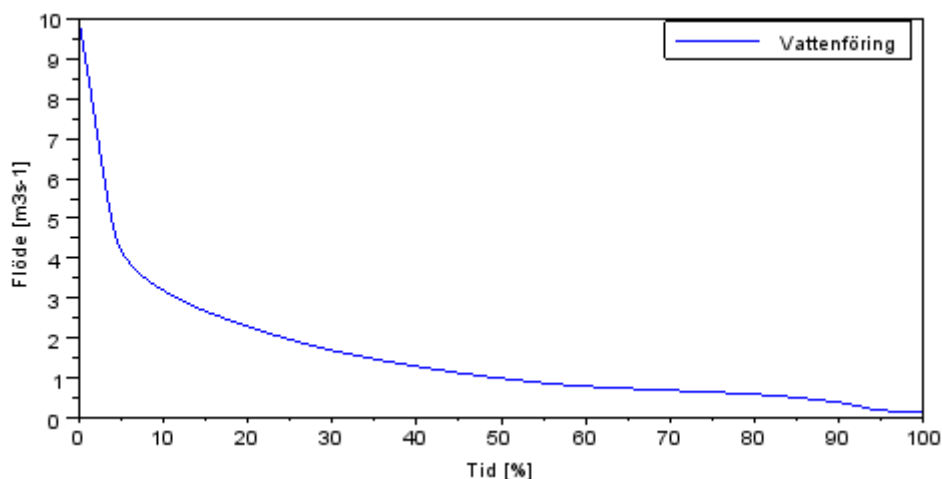
Figur 11: Teoretiskt sedimentflöde för olika mediankornstorlekar och vattenföringar.

3.9.6 Årliga sedimenttransporten

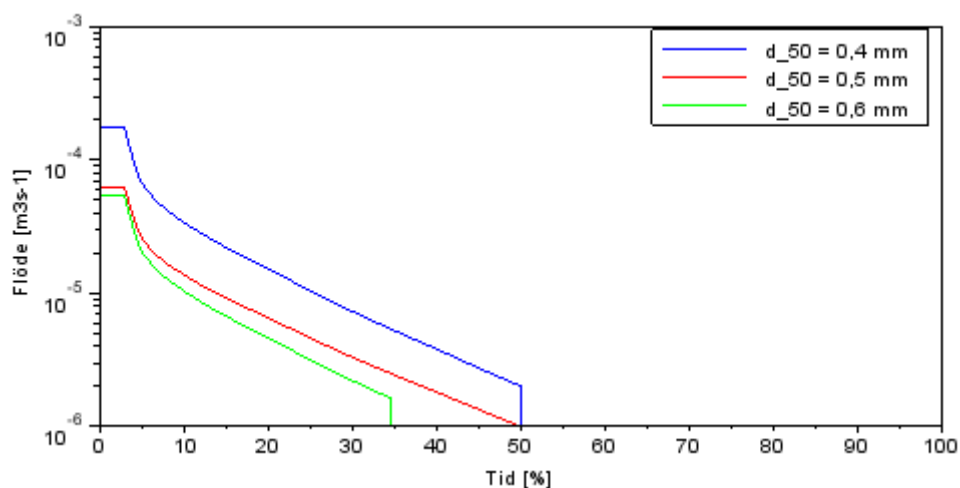
Av diagrammet i figur 11 framgår att sedimentflödet kan beskrivas som en funktion av vattenföringen.

$$Q_s = f(Q) = f(Q(t)) \quad (3.38)$$

Varaktighetskurvan för vattendraget (fig. 12) kan därmed användas för att uppskatta årliga transporten av sediment.



Figur 12: Varaktighetskurva för Lilla å vid mynningen. (Lindell, 1998)



Figur 13: Teoretisk varaktighetskurva för sedimentflöde för olika kornstorleksfördelningar.

Diagrammet i figur 13 visar att transportförmågan är beroende av vilken storleksfördelning som är aktuell. Integration över ett år av 3.38 för de olika kornstorlekarna ger resultat enligt tabell 3.

Tabell 3: Teoretisk transport av sediment för olika storleksfördelning.

Kornstorlek (mm)	Total sedimenttransport m³/år
0,4	430
0,5	170
0,6	130

Av avsnitt 2 framgick att dammen i Lillån under 1950-talet fylldes med cirka 170 m³ slam per år, att sanden som ackumulerats i dammen består av blandade storlekar mindre än cirka 1 mm och att slammet inte enbart utgörs av sand. Tabell 3 anger den teoretiska transportförmågan, alltså hur mycket sediment med en viss fördelning av kornstorlekar som kan transporteras. Det teoretiska värdet måste vara något större än vad som faktiskt iakttas. Det av tabellens värden som stämmer bäst med vad som iakttagits är därför $d_s=0,5$.

Oavsett sedimentkornens storlek, så pekar modellen ut de 5 % högsta vattenföringarna som särskilt viktiga för sedimenttransporten. Inflödet av sediment i dammen kan alltså förväntas vara störst då tillrinningen är större än cirka $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

4 Konsekvenser av att sediment fångas upp i dammen

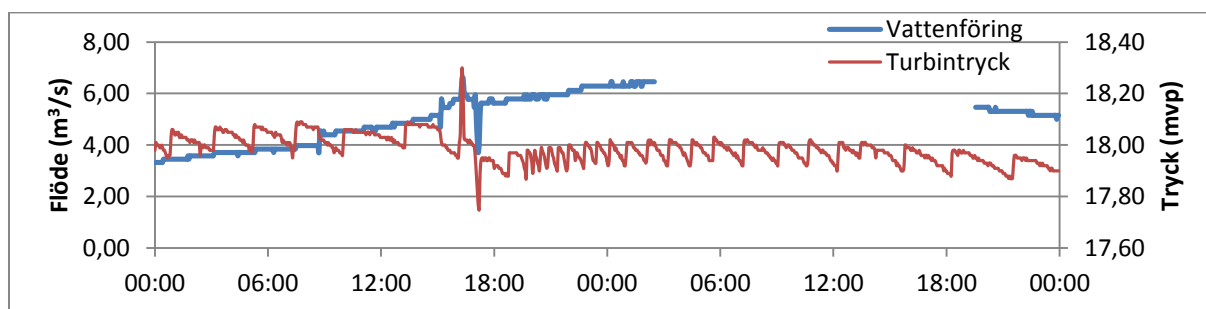
4.1 Jämvikt mellan sedimentation och erosion

I avsnitt 2 nämndes att dammen ursprungligen hade en regleringsvolym om $1\,700 \text{ m}^3$. Mellan den då tillämpade sänkningsgränsen och dammbotten finns högt räknat en volym om 300 m^3 . Dammens ursprungliga totalvolym var alltså cirka $2\,000 \text{ m}^3$.

Resonemangen i avsnitt 2 och 3 gör det troligt att sedimentflödet är drygt $170 \text{ m}^3/\text{år}$.

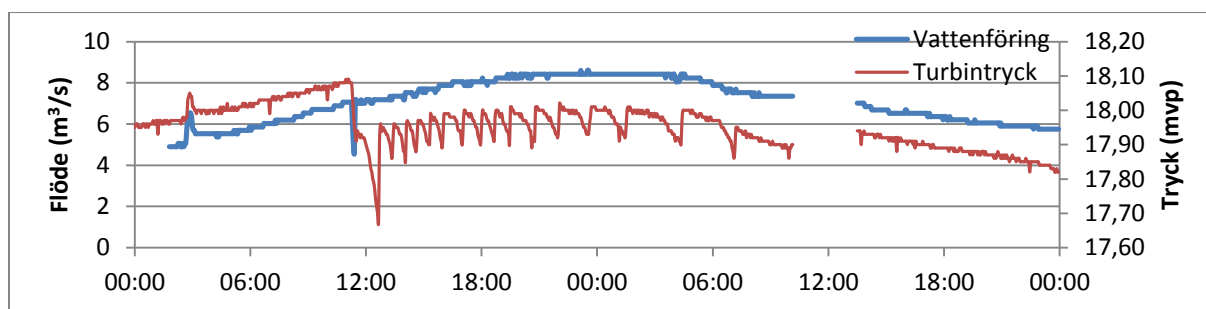
Dammen har helt eller delvis rensats från slam vid åtminstone fem tillfällen: en gång på 1930-talet, två gånger på 1950-talet, sommaren 1984 och senast sommaren 1994. Det har alltså förflutit 18 år sedan förra rensningen och uppskattningsvis har $3\,000 \text{ m}^3$ slam transporterats ner i dammen sedan dess. Som framgår av fotografierna i figur 5 och 6, vilka är tagna sommaren 2012, går det att sänka dammnivån med cirka en meter innan bottenlammet kommer över ytan närmast dammen. Uppenbarligen har en jämvikt mellan ackumulation och erosion av sediment i dammen inställt sig – i annat fall skulle dammen vara mer än fylld med sediment vid det här laget.

Dammens enda uppgift idag är att samla fallhöjd och leda vatten till kraftstationens tubintag. Tubintaget är täckt av ett galler som hindrar löv, grenar och fisk från att dras ner i turbinerna. Detta galler måste rensas med jämna mellanrum. Om gallret inte rensas sätter det igen och ett oönskat tryckfall uppstår över gallret, vilket stör turbindriften. Gallret rensas automatiskt med hjälp av en rensare som startar när tryckfallet över gallret blir för stort. Rensaren arbetar i synnerhet i samband med lövfällningen om hösten, när ån bär med sig löv från alla de träd som kantar ån (fig. 14).

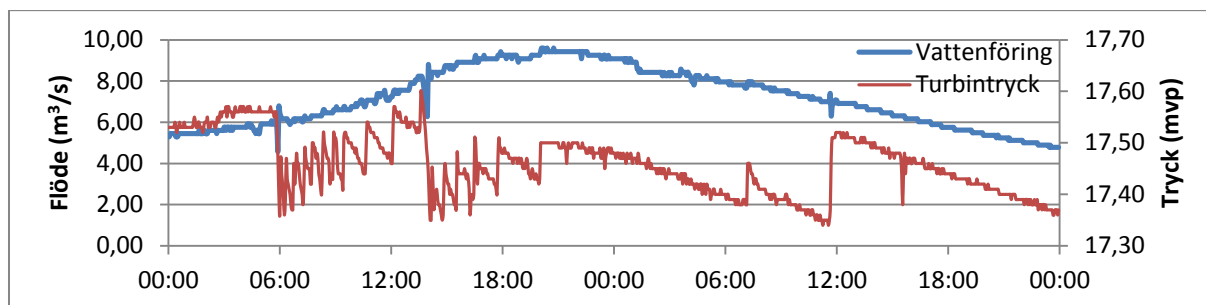


Figur 14: Data från kraftverksloggen den 24-25 oktober 2010. Den röda kurvan är det uppmätta trycket i en av turbinerna; den blå är rådande vattenföring i ån. Kraftstationen förmår sluka drygt $2 \text{ m}^3/\text{s}$, resten spills genom flodutskoven. Vid detta tillfälle råder alltså en ganska hög vattenföring. Hacken i den röda kurvan beror på att löv sätter igen intagsgallret vilket får trycket att minska tills gallerrensaren startar. Notera hur rensaren börjar arbeta särskilt intensivt vid åttatiden på kvällen den 24:e samtidigt som vattenföringen stiger över $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Gallerrensaren gör inte enbart tjänst vid höstens lövfällningar. Rensaren brukar vanligen behöva arbeta vid de flesta kraftigare vattenföringar, oavsett när de inträffar (fig. 15 och 16).

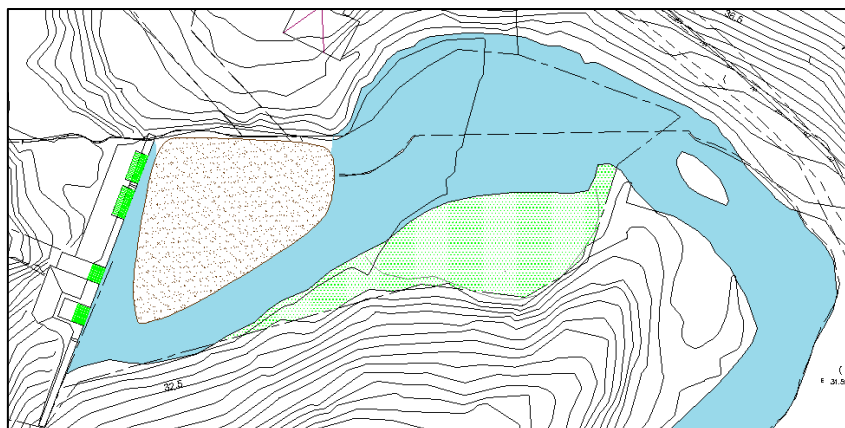


Figur 15: Kraftverksloggen den 8-9:e februari 2011. Ett tillfälligt väderomslag fick snön att börja smälta, varpå vattenföringen ökade kraftigt. Vid tolvtiden den 8:e steg vattenföringen över 7 m³/s och svarta, halvt multnade löv började fastna på intagsgallret, vilket tvingade rensaren att arbeta intensivt fram till dess att flödet kulminerat tolv timmar senare.



Figur 16: Ur kraftverksloggen den 24-25 juli 2011. Efter ett antal kraftiga skyfall under natten den 24:e larmade dammen för hög nivå klockan 6 och en större reglering av flodluckan fick göras. Omedelbart efter regleringen började gallret sätta igen av halvmultna löv vilket fick rensaren att starta och arbeta intensivt under de följande timmarna. Samtidigt fortsatte flödet att öka och vid 14-tiden blev det nödvändigt att öppna flodluckan ytterligare. Rensaren, som slagit av något på takten, fick åter arbeta intensivt. Efter att flödet kulminerat fordrades ingen rensning. Klockan 12 den 25:e hade vattnet sjunkit tillräckligt för att flodluckan kunde börja stängas.

Exemplen ovan visar tydligt att dammbotten börjar erodera vid kraftigare högvatten. Den enda del av dammen som idag kan fungera som ackumulationsområde för sediment ligger inom 30 m från dammuren (fig. 17). Som beskrevs i avsnitt 2 visade fältstudier att sanden avsätts i lager med löv och annat växtmaterial emellan. När botten börjar erodera i samband med högvatten dras dessa löv tillsammans med sanden mot dammbyggnaden och spolas ut genom flodluckorna eller fastnar på intagsgallret.



Figur 17: Det enda fungerande ackumulationsområdet i dammen är den tidigare kvarnplatsen strax invid dagens dammbyggnad, jämför med figur 2. Den holme som fanns vid sidan av den gamla kvarndammen är sedan lång tid tillbaka täckt med slam och är numera vassbevuxen (markerad med gröna prickar).

Ån transporterar naturligtvis ner löv i dammen framförallt om höstarna. De löv som då inte spolas ut ur dammen sjunker till botten och blir så småningom täckta av sand under följande högvatten. Förhållandet gör det möjligt att se hur snabbt dammen återsedimenteras efter en rengöring. Sandlagren mellan löven är ca 4 dm djupa (fig. 18). Ackumulationsområdet är ca 400 m² stort, vilket ger en ungefärlig sedimenteringshastighet om 160 m³/år. Detta överensstämmer med ingenjör Odhquists uppskattning från 1950-talet (avsnitt 2) och med beräkningarna i avsnitt 3.

Dambotten är idag i nivå med utskovens trösklar, vilket betyder att mycket lite sediment kan ackumuleras i dammen. Det som inte rullar längs botten ner i tubintaget spolas ut vid högvatten när luckorna till utskoven är öppna (fig. 19).



Figur 18: Efter en tömning av sediment sker en återackumulation mycket snabbt. Mellan den avsänkta vattenytan och nuvarande dambotten kan sex lövlager urskiljas, vilket betyder det arbete som lades ner på att göra dammen ren 1994 var gjort inom mindre än en tioårsperiod.



Figur 19: När dambotten hamnat i nivå med flodutskovens trösklar sker ingen ytterligare nettoackumulation. Det som inte dras ner i tubintaget spolas ut genom dammluckorna när de öppnas vid högvatten.

4.2 Konsekvenser för sedimentflödet nedströms dammen

Eftersom dammen numera inte förmår fånga några större mängder av åns sediment blir naturligtvis risken för erosion nedströms dammen försumbar. För fullständighets skull lämnas här en kortare beskrivning av strömsträckorna nedströms dammen.

4.2.1 Fallsträckan nedströms dammen

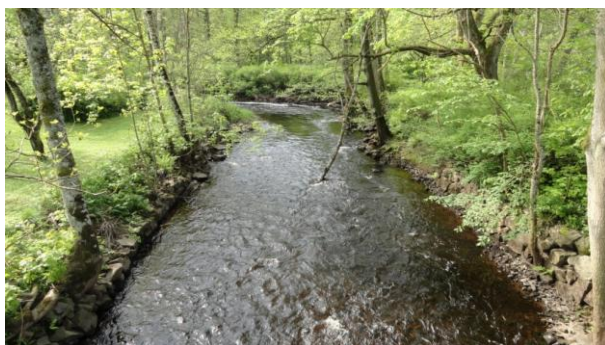
Nedströms fallen finns en drygt 100 m lång fallsträcka. Vattnet forsar hastigt över kala och branta klippor. Fallsträckan och dess stränder är inte beroende av inflöde av sand från uppströms liggande områden, eftersom vattenhastigheten ändå är för stor för sanden ska hinna sedimentera.



Figur 20: Ett av vattenfallen vid lågvattenföring. Eventuella sandbankar skulle spolats bort så snart flödet ökar.

4.2.2 Kanalen nedströms fallen

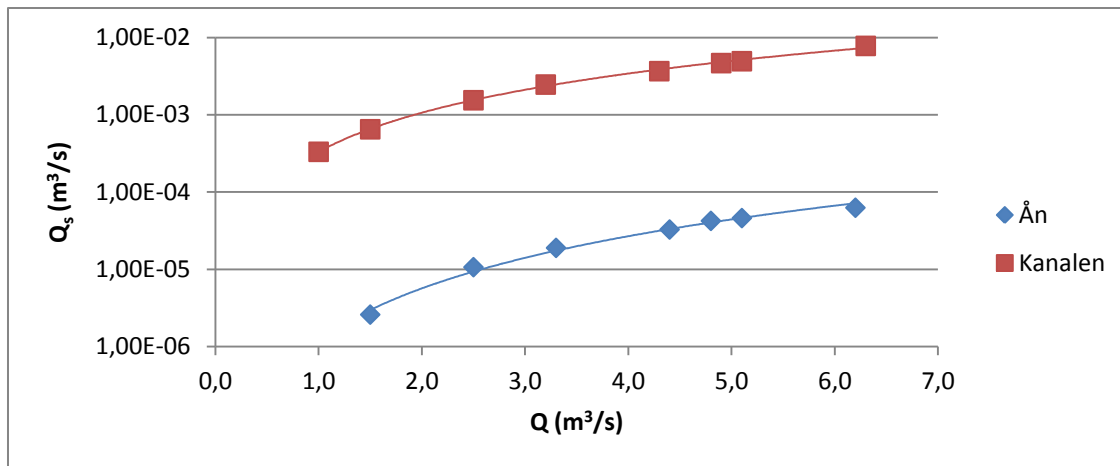
Från fallen och kraftverksområdet är ån kanaliserad sedan åtminstone 150 år tillbaka. Sidoväggarna är stensatta, vilket förhindrar erosion. Kanalbotten är i uppströmsdelen täckt av grus och sten. Mot slutet av kanalen vid mynningen i Ätran minskar kornstorleken och väl framme vid mynningen täcks botten av sand.



Figur 21: Från kraftverksområdet ner till utloppet i Ätran rinner ån genom en ca 130 m lång och 9 m bred kanal.

Modellen i avsnitt 3 kan användas för att skatta kanalens transportförmåga av det sediment ån för med sig, dock med visst förbehåll. Modellen bygger på att strömningen är likformig och att naturligt vattendjup råder, vilket inte alltid är fallet i kanalen eftersom djupet är beroende av nivån i Ätran. När Ätrans vattenstånd är lågt är vattendjupet i kanalen naturligt praktiskt taget ända ner till utloppet. Vid högvattensituationer brukar flödet i Lillån hinna kulminera och börja sjunka innan Ätran stiger. Vid sådana förutsättningar gäller modellen i avsnitt 3 även för kanalen.

Från kraftverksområdet räknat är kanalen 130 m lång och 9 m bred. Fallhöjden är uppskattningsvis 0,5 m. Kanalväggarna utgörs av skrovlig sten; Mannings tal antas vara $n=0,03$. Modellen ger reslutat enligt figur 22 och tabell 4.



Figur 22: Jämförelse mellan åns uppströms dammen transportförmåga med kanalens. Sedimenttransporten antas bestå av sand med $d_{50}=0,5$ och $d_{90}=1$ mm.

Tabell 4: Kritisk kornstorlek för kanalens sedimenttransport vid olika vattenföringar. Tabellen gäller för naturligt vattendjup.

Q (m³/s)	1,0	1,5	2,5	3,2	4,3	4,9	5,1	6,3
(d _s) _c (mm)	1,5	1,9	2,7	3,1	3,7	3,9	4,0	4,6

Figur 22 och tabell 4 visar att kanalbotten knappast är ett ackumulationsområde för det sediment ån transporterar. Den kritiska kornstorleken för ån uppströms dammen beräknades till 1,1 mm vid 6,2 m³/s. För kanalen är den kritiska kornstorleken 1,5 mm redan vid 1,0 m³/s. Transportförmågan för det sediment ån bär med sig är cirka 100 gånger så stor i kanalen som i ån uppströms dammen. Eventuella sandbankar kan därför förväntas erodera oavsett om ån däms upp av dammen eller inte.

4.2.3 Utloppet i Ätran

Efter kanalen når ån med sin last av sand fram till mynningen i ett av Ätrons lugnvattenområden. Är vattenföringen i Ätran låg sedimenterar sanden i detta område för att sedan erodera när vattenföringen stiger.



Figur 23: Lillåns utlopp i Ätran. Ett tillfälligt ackumulationsområde.

5 Slutsatser

Studier i fält tillsammans med teoretiska beräkningar visar att det sediment som ackumuleras i dammen vid Lillåns mynning i huvudsak utgörs av sand. Sandkornen är upp till ungefär 1 mm stora med en karakteristisk storlek om 0,5 mm. Den årliga transporten av sand uppskattas till 160-170 m³. Transporten bedöms vara som störst vid vattenföringar överstigande 4,5 m³/s, med en transport om 7·10⁻⁶ m³ sediment per m³ vatten, eller ca 20 mg/l vatten.

Under dammens medelvattennivå finns en volym om cirka 2 000 m³. Med den beräknade transporthastigheten skulle hela denna volym kunna slammas igen på tolv år. Eftersom dammen inte tömts på sediment under de senaste arton åren och eftersom dammen den gången inte tömdes fullständigt, är det uppenbart att ingen nettoackumulation av sediment längre äger rum.

Ackumulation av sediment sker i dammen vid högre vattenföringar. Ackumulationen sker i synnerhet när inflödet av sediment är stort, teoretiskt vid vattenföringar från ca 4,5 m³/s och uppåt. Erfarenheten från driften av dammen visar att dess botten eroderar vid stigande vattenföring och att erosionen inleds när vattenföringen stiger över 6 á 7 m³/s och pågår tills vattenflödet kulminerat.

Fältstudier visar att dammbotten idag når upp till flodutskovets tröskel. Strax invid flodutskovet finns intaget till befintlig kraftstation. Intaget till planerad kraftstation kommer att anläggas vid sidan av befintligt intag, med en botten som är i nivå med flodutskovets tröskel. Någon väsentlig förändring av flödesförhållandena i dammen kommer därför inte att uppkomma, varför någon större förändring av hur sediment ackumulerar och eroderar i dammen inte är att vänta. Risken för att de nya anläggningsdelarna ska påverka sedimenttransporten i nedströms liggande vattenområden är alltså försumbar.

Något behov av att släppa sedimentrikt vatten över den gamla fallsträckan för att där motverka erosion finns inte, eftersom fallsträckans stränder utgörs av kala och branta klippor där ingen eller mycket lite sand kan sedimentera. Det är alltså likgiltigt om utflödet av sediment sker genom turbinerna eller utskoven. Ur driftsynpunkt skulle det möjligen kunna vara olämpligt att leda sand genom turbinerna, eftersom det kan leda till ökat slitage. Dammen har dock varit fylld med sediment i åtminstone tio års tid utan att det lett till någon synbar ökning av slitaget på befintlig anläggning. Om leverantören av den nya turbinen rekommenderar att sandflödet genom den ska begränsas, bör turbinen stoppas vid 6 m³/s och stigande vattenföring. Eroderat material från dammbotten får då lämna dammen genom utskoven och den gamla stationen precis som idag. När vattenflödet kulminerat kan sedan den nya stationen startas på nytt.

Slutligen kan det konstateras att dammen utgör ett skapat ackumulationsområde, där sediment tillfälligt fångas upp mellan två högvatten. En konsekvens av detta kan vara att utloppet i Ätran tillförs sediment vid andra flödessituationer än tidigare. Dammen släpper ifrån sig sediment vid hög och stigande vattenföring. Innan dammen byggdes kan sediment ha passerat ut över fallen och ut i Ätran även vid hög och sjunkande vattenföring. Sediment som förs ut från ett ackumulationsområde vid stigande vattenföring transporteras längre i ett vattendrag än sådant som förs ut vid sjunkande. Sediment som förs ut vid sjunkande vattenföring är alltså viktiga för att motverka erosion i områden som ligger nära ackumulationsområdet. Som nämndes i avsnitt 4.2.3 lagras Lillåns sediment i utloppet i Ätran för att sedan transporteras vidare när flödet i Ätran blir tillräckligt stort. I Ätran transporteras alltså Lillåns sandkorn vidare på stigande vattenföring och kan därför tänkas hinna transporteras långt från mynningen innan de sedimenterar.

Lillåns avrinningsområde är litet i förhållande till Ätrons och Lillån mynnar i Ätrons nedre vattenområde. Kraftigare nederbördsområden drar i allmänhet in över Ätran och dess biflöden på västlig vind. Detta betyder att vattenföringen varierar snabbare i Lillån än i Ätran och att kraftiga högvatten hinner kulminera i Lillån innan nivån i Ätran börjar stiga. I naturtillståndet förs alltså Lillåns sand ut i Ätran för att sedan transporteras vidare på stigande vattenföring. När flödet i Ätran börjar sjunka har både Lillåns vattenföring och dess transportförmåga minskat så mycket att endast obetydligt med sediment förs ut. Dammen medför alltså ingen förändring för när och hur Lillåns sand transporteras i Ätran. Det finns därmed ingen anledning att befara att Lillådammen orsakar någon erosion i eller kring Ätran.

6 Referenser

- Cederwall, K. & Larsen, P., 1976. *Hydraulik för väg- och vattenbyggare*. Malmö: LiberLäromedel.
- Chanson, H., 2004. *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. 2 red. Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Chen, C., 1990. *Unified theory on power laws for flow resistance*, ASCE: Journal of Hydraulic Engineering.
- Colebrook, C., 1939. *Turbulent flow in pipes with particular reference to the transition region between the smooth and rough pipe laws*, 133-156: Journal Institute Civil Engineering.
- Crowe, C., Elger, D. & Roberson, J., 2005. *Engineering Fluid Mechanics*. 8 red. Hoboken, NJ: Wiley.
- Engelund, F., 1966. *Hydraulic resistance of alluvial streams*, ASCE: Journal of Hydraulics Division.
- Engelund, F. & Hansen, E., 1967. *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*, Köpenhamn: Teknisk Forlag.
- Gagner, W. E., 1934. *Utlåtande rörande "Damm över Lillån vid Vessige 10⁴" Halmstad 31 augusti 1931*. Vänersborg: Västerbygdens vattendomstol.
- Grönwall, H., 1930. *Syneförrättning angående nygrävning av Lillån för torrläggning av mark till Vessige, Väby och Bräcke byar i Vessige socken, Årstads härad och Hallands län*. Halmstad
- Hellman, G., 1918. *Instrument över saluvärdering av 1/4 mtl No 10 Wessige kyrkokvarn*, Falkenberg: Domänintendenten i Hallands län.
- Jimenez, J. & Madsen, O., 2003. *A simple formula to estimate settling velocity of natural sediments*, ASCE, 129(2): Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering.
- Lindell, S., 1998. *Vattenföringsberäkning, 103- Lilla å*, Norrköping: Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut.
- SGL, 2008. *Jords egenskaper*, Linköping: Statens Geotekniska Institut.
- Shields, A., 1936. *Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenz Forschung auf die Geschiebebewegung*, Berlin: Mitt. der Preussische Versuchanstalt für Wasserbau und Schiffbau.
- van Rijn, L., 1984a. *Sedimenttransport, Part I: Bed load transport*, ASCE: Journal of Hydraulic Engineering.
- van Rijn, L., 1984b. *Sediment transport, Part III: Bed forms and alluvial roughness*, ASCE: Journal of Hydraulic Engineering.
- Västerbygdens vattendomstol, 1958. *Olaga grävningsarbeten i Lillån och Musån inom Vessigebro kommun, Hallands län, m.m.*. Vänersborg
- Yalin, M. & Karahan, E., 1979. *Inception of sediment transport*, ASCE: Journal of Hydraulics Division.
- Alla fotografier är tagna av Henrik Jacobson 2012 om inget annat anges.